



Dynamique et hydrologie du glacier d'Argentière (Alpes françaises)

Didier Hantz

► To cite this version:

Didier Hantz. Dynamique et hydrologie du glacier d'Argentière (Alpes françaises). Glaciologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. Français. NNT: . tel-00690683

HAL Id: tel-00690683

<https://theses.hal.science/tel-00690683>

Submitted on 24 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Centre National de la Recherche Scientifique
LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE
ET DE GÉOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

DYNAMIQUE ET HYDROLOGIE DU GLACIER D'ARGENTIERE

Didier HANTZ

(THÈSE DE DOCTEUR-INGÉNIEUR)

Laboratoire associé à l'Université Scientifique et Médicale de
GRENOBLE

Rue Molière - Domaine Universitaire - 38400 St-Martin-d'Hères - B.P. 53 - 38041 Grenoble Cedex

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE
ET GÉOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

DYNAMIQUE ET HYDROLOGIE DU GLACIER D'ARGENTIERE

Didier HANTZ

(THÈSE DE DOCTEUR-INGÉNIEUR)

Thèse soutenue le 28 avril 1981 devant le jury d'examen :

M. L. LLIBOUTRY Président

MM. P. BOIS	}	Examineurs
G. CASSAZ		
M. VALLON		

REMERCIEMENTS

Une partie de cette thèse correspond à des travaux effectués depuis 1975 pour la Société Electricité d'Emosson par le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement. Nous avons également utilisé les résultats de travaux effectués pour l'E.D.F. de 1955 à 1976 ainsi que les mesures effectuées par les Eaux et Forêts depuis 1894. Les chapitres 1, 2, 3, 4 et 6 reprennent, en les modifiant quelque peu, les rapports faisant l'objet des contrats n° 99.75.16, 99.77.67 et 99.79.33 entre le Laboratoire de Glaciologie et Electricité d'Emosson S. A., que je tiens à remercier pour avoir autorisé leur publication.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à M. le Professeur Lliboutry qui a proposé et dirigé ce travail.

Je remercie, pour avoir accepté d'examiner cette thèse, MM. Auriault, Bois, Cassaz et Vallon.

Je tiens à remercier, pour sa collaboration, C. Carle, ingénieur-topographe au CNRS, qui a dirigé les mesures topographiques et effectué leur dépouillement.

Mes remerciements vont aussi à tous ceux qui ont participé aux différentes campagnes sur le glacier, notamment à F. Gillet et C. Rado, qui ont mis au point le matériel de forage à l'eau chaude, et à M. Legland, d'E.D.F., pour sa collaboration efficace à Argentières.

Que soient remerciés aussi L. Reynaud, M. Vallon, J.-P. Benoist et M.-C. Mieulet pour leurs conseils amicaux durant les trois années que j'ai passées au laboratoire, ainsi que C. Lucand et J. Roquemora dont la compétence a permis une bonne présentation matérielle de cette thèse. Les dessins ont été effectués par J.-C. Pugno.

Enfin, je remercie le C.N.R.S. pour la bourse qu'il m'a accordée durant trois années.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
1 - BILANS GLACIAIRES	5
1.1 RESEAU DE BALISES D'ABLATION	5
1.2 RESULTATS BRUTS	7
1.3 DEPOUILLEMENT DES DONNEES CONCERNANT L'ABLATION	21
1.4 ABLATION AUX BALISES PLACEES PAR L'ETH EN MAI-JUIN 1956	32
1.5 VALIDITE DU MODELE STATISTIQUE LINEAIRE POUR LES BILANS DU GLACIER D'ARGENTIERE	33
1.6 COMPARAISON DES B_T AUX GLACIERS D'ARGENTIERE ET DE SAINT SORLIN	34
2 - VARIATIONS DE NIVEAU	37
2.1 RELEVES ANNUELS DU FRONT ET DE LA COTE MOYENNE DES PROFILS EN TRAVERS DU GLACIER D'ARGENTIERE	37
2.2 TENDANCE GENERALE	41
2.3 REPONSE DES DIFFERENTS PROFILS AUX VARIATIONS DU BILAN DE MASSE A L'ECHELLE DE L'ANNEE	41
2.4 VARIATIONS DE NIVEAU DANS LES SERACS DE LOGNAN	43
2.5 MECANISME DE FORMATION DE L'ONDE DE CRUE	47

3 - VITESSES ANNUELLES EN SURFACE	49
3.1 CALCUL DES VITESSES EN SURFACE	49
3.2 ETUDE STATISTIQUE DE LA REPARTITION SPATIO-TEMPORELLE DES VITESSES A LA LIGNE 4	61
3.3 VITESSES AUX LIGNES 1 ET 2	67
3.4 VITESSES A LA LIGNE 5	69
3.5 VITESSES AUX LIGNES 6 ET 7	69
3.6 DYNAMIQUE D'ENSEMBLE DU GLACIER	75
3.7 ANCIENNES MESURES DE VITESSES EN SURFACE (1904-1930)	75
4 - DÉBITS DE GLACE À TRAVERS DIFFÉRENTES SECTIONS	79
4.1 DÉBITS MOYENS DE SEPTEMBRE 1975 À SEPTEMBRE 1976	79
4.2 DÉBITS MOYENS ANNUELS POUR LES ANNÉES 1976 À 1979	80
4.3 BILANS DE MASSE DE DIFFÉRENTES PARTIES DU GLACIER D'ARGENTIERE	81
5 - VARIATIONS SAISONNIÈRES DE LA VITESSE	87
5.1 VARIATIONS SAISONNIÈRES DE LA VITESSE	87
5.2 PRÉCISION DES MESURES TOPOGRAPHIQUES	89
5.3 INCERTITUDE DUE À L'ABLATION OU AU MOUVEMENT PROPRE DE LA NEIGE	89
5.4 RÉSULTATS À LA LIGNE AMONT	91
5.5 RÉSULTATS À LA LIGNE AVAL	99
5.6 INTERPRÉTATION DES VARIATIONS SAISONNIÈRES	99
5.7 VARIATIONS INTERANNUELLES DE LA VITESSE	103
5.8 CONCLUSION	103
6 - MESURES DU NIVEAU PIÉZOMÉTRIQUE	105
6.1 INTRODUCTION	105
6.2 FORAGES 1979	106
6.3 MATÉRIEL UTILISÉ EN 1980	106
6.4 FORAGES 1980	107
6.5 RELATION NIVEAUX - QUANTITÉ D'EAU FOURNIE	109
6.6 INTERPRÉTATION	110
6.7 CONCLUSION	113
7 - THE INVERSE PROBLEM FOR VALLEY GLACIER FLOW (JOURNAL OF GLACIOLOGY)	139
8 - PROFIL PIÉZOMÉTRIQUE D'APRÈS LA THÉORIE DE RÖTHLISBERGER	141
BIBLIOGRAPHIE	149
ANNEXES	153

INTRODUCTION

Dans le cadre du projet hydroélectrique d'Eosson, l'EDF a dû capter le torrent sous-glaciaire d'Argentière à une altitude supérieure à celle du plan d'eau du barrage d'Eosson, c'est-à-dire vers 2000 m, au niveau du verrou de Lognan. Pour les travaux nécessaires au captage, un téléphérique a dû être construit. Il est aujourd'hui menacé par l'avance du glacier en crue. En 1975, l'eau qui s'écoulait jusque là dans le sillon principal en a progressivement disparu. Elle s'écoule maintenant près de la rive droite. C'est pour ces raisons que la Société d'Eosson a demandé au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement d'étudier d'une part le problème de la prévision des crues et décrues du glacier, d'autre part celui de l'écoulement des eaux sous-glaciaires d'Argentière.

Le premier de ces problèmes est lié à l'un des principaux thèmes de la glaciologie actuelle, la réaction des glaciers tempérés aux variations climatiques, qui nécessite l'étude de la dynamique de ces glaciers. Le second concerne l'hydrologie sous-glaciaire, c'est-à-dire l'étude de l'eau liquide dans et sous les glaciers. Ce thème a été relativement peu abordé du fait des difficultés que rencontrent les études de terrain.

Le premier chapitre est constitué par l'étude des bilans mesurés aux différentes lignes de balises que le laboratoire relève depuis 1975. Ces bilans satisfont assez bien au modèle statistique linéaire de Lliboutry (1974). Aussi peut-on estimer les variations centrées du bilan de masse du glacier depuis 1975. Celles-ci sont assez bien corrélées avec celles estimées au Glacier de Saint-Sorlin. Un modèle est proposé pour décrire les bilans de différents glaciers.

Le second chapitre traite des réactions du glacier aux variations du bilan en analysant les variations du niveau de la glace mesuré à différents profils transversaux depuis le début du siècle. Un mécanisme est proposé pour

expliquer la crue observée sur la langue terminale en 1970-75.

Les vitesses annuelles mesurées aux différentes lignes de balises depuis 1975 sont analysées au chapitre 3 et utilisées au chapitre 4 pour calculer les débits de glace à travers différentes sections et faire le bilan de masse de différentes tranches de glacier.

Au chapitre 5, afin d'expliquer les variations de la vitesse en surface, celles-ci sont étudiées à l'échelle du mois. Les variations saisonnières importantes observées ne s'expliquent qu'en faisant intervenir les conditions hydrologiques à la base du glacier. La dynamique et l'hydrologie du glacier semblent très étroitement liées.

Dans le chapitre 6 sont analysées les observations effectuées au cours de la campagne de forages de 1980. Une "nappe d'eau" intraglaciaire est mise en évidence à l'amont du verrou de Lognan. Il semble que le glacier se comporte d'une manière intermédiaire entre un milieu perméable et un milieu karstique.

Les deux derniers chapitres concernent des calculs numériques utilisés dans les chapitres précédents. Au chapitre 7, on tente de calculer les vitesses en profondeur à partir des vitesses mesurées à la surface d'un glacier. Mais une instabilité numérique apparaît avant que le lit ne soit atteint. Au chapitre 8, le profil piézométrique de différents chenaux est calculé à partir d'une théorie établie par Röthlisberger (1972) selon laquelle la fermeture des chenaux par déformation de la glace est compensée par la fonte produite par dissipation d'énergie newtonienne.

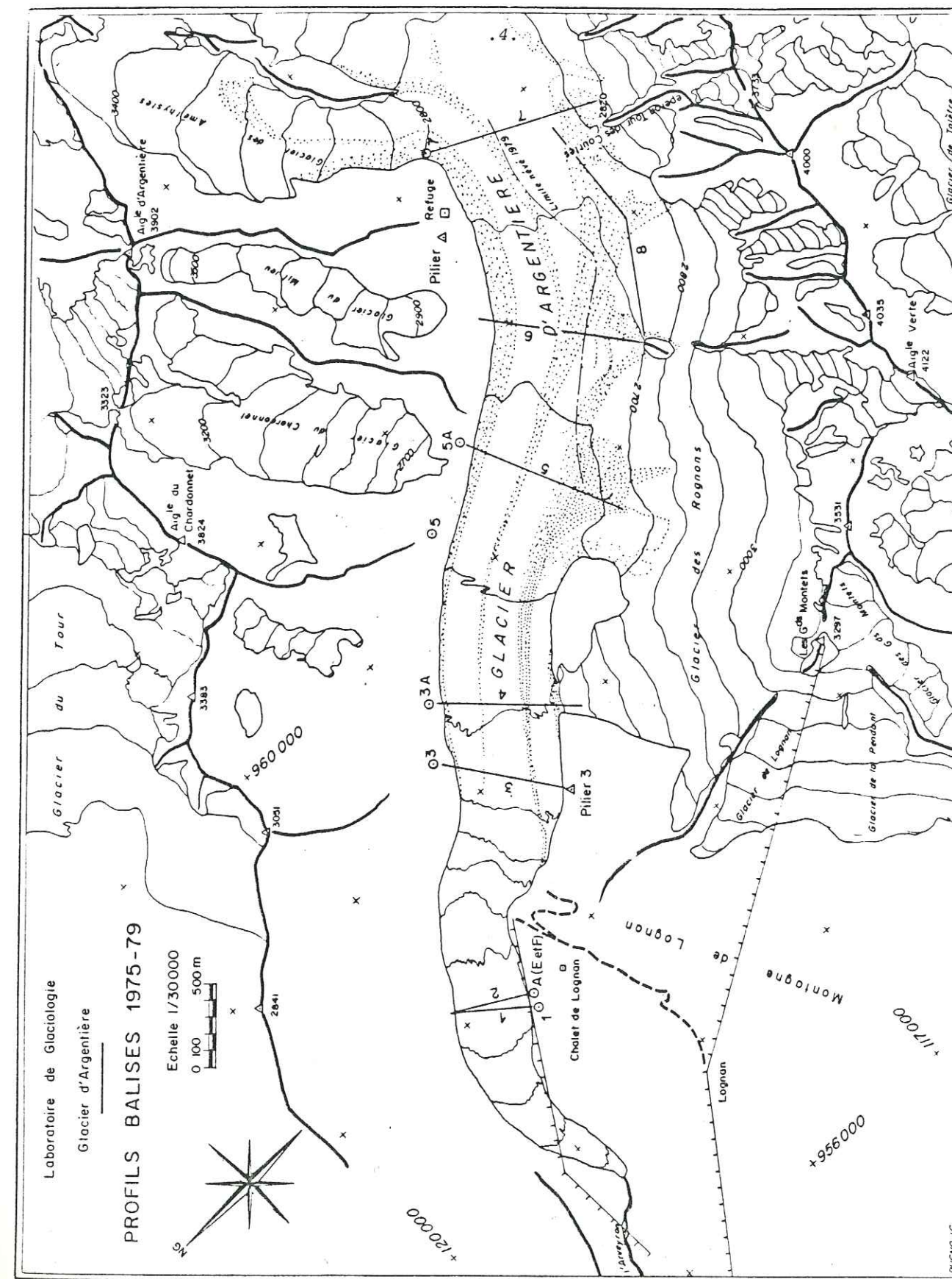


FIG. 1 : Plan de situation des profils et lignes de balises

1 - BILANS GLACIAIRES

1.1 RÉSEAU DE BALISES D'ABLATION (CF FIG. 1-5)

1.1.1 Première implantation (1975) (cf. fig. 1)

En 1975, 51 balises d'ablation furent implantées sur la portion du glacier comprise entre 1850 et 2750 m d'altitude, à savoir :

En juin 1975 :

- 5 balises sur la ligne 1 (1840 m) qui est le profil "ancien" EDF
- 5 balises sur la ligne 2 (1880 m) qui est le profil "A" Eaux et Forêts

En septembre 1975 :

- 9 balises sur la ligne 4 (2400 m) qui est le profil "3-4" EDF
- 11 balises sur la ligne 5 (2550 m) qui est le profil "5-6" EDF
- 7 balises sur une nouvelle ligne 6 (2650 m)
- 6 balises sur la ligne 7 (2740 m) qui est le profil "7" EDF

- 8 balises sur une nouvelle ligne 8 (2700 - 2734 m) longitudinale (au pied de la face Nord des Droites)

La position de ces balises fut déterminée par intersection à partir des piliers EDF (piliers 1, A, 3, 3A, 4, 5, 5A, 7, 8). Pour les besoins de la topographie, un nouveau pilier a été implanté à l'aval du refuge d'Argentière (pilier M constitué d'un spit et d'une tige métallique, $X = 61\ 153.65$, $Y = 16\ 101.60$, $Z = 2\ 741.77$) et un cairn voisin a été rattaché ($X = 61\ 122.50$, $Y = 16\ 140.65$, $Z = 2\ 764.83$). Toutes ces balises furent relevées également les 21 et 28 octobre.

1.1.2 Relevés en 1976

La précocité exceptionnelle de la saison d'ablation a fait perdre deux balises de la ligne 1 avant notre première visite de 1976, le 2 juin. Cette ligne a été ce jour-là entièrement remplacée par une nouvelle ligne de neuf balises. D'autres visites et relevés aux lignes 1 et 2 ont eu lieu le 29 juin, le 10 août et le 20 septembre 1976. Les balises étaient remplacées lorsqu'elles allaient tomber ou lorsque, se trouvant sur la lèvre d'une crevasse, elles n'auraient plus donné de valeurs représentatives.

En amont de la capture, les 41 balises laissées en septembre 1975 ont été mesurées et leurs positions relevées les 20, 26 ou 30 août et les 17-18 septembre 1976. A cette dernière date elles n'ont pu être toutes retrouvées par suite des chutes de neige précoces (qui ont rendu cette dernière mission très pénible). Mais, l'ablation de glace ayant été très faible entre ces deux dates, on peut reconstituer avec une précision suffisante les ablations de glace pendant toute la saison d'ablation par interpolation. La ligne 4 a été remplacée, et reportée plus en amont pour compenser l'entraînement par le glacier.

1.1.3 Relevés en 1977

A partir de 1977, les positions des balises ne sont plus déterminées par intersection, mais avec un mesureur de distance. Nous ne savons pas ce qui s'est passé aux lignes 1 et 2 car beaucoup de balises ont disparu. Certes, pour la ligne 1, il aurait fallu des balises plus longues, mais malgré tout, on ne peut expliquer la disparition de 9 balises sur 11. Pour la ligne 2, les 3 balises retrouvées étaient encore enfoncées de plus de 3 m dans la glace le 20 septembre 1977. Une seule ligne de 7 balises a été plantée plus à l'amont pour être dans une zone moins crevassée.

A la ligne 4, deux balises plantées en 1976, ont disparu (3 et 8). Les balises 3, 4, 5, 6 et 8 de 1975 n'étaient pas encore sorties le 19 septembre 1977. Une nouvelle ligne de 7 balises a été plantée. Toutes les balises de la ligne 5 ont été retrouvées. Une nouvelle ligne de 11 balises a été plantée. A la ligne 6, les balises 1, 2 et 3, situées dans la combe encore enneigée, ne sortaient pas le 15 septembre 1977. Nous avons retrouvé la balise 7, plantée en 1975 et non vue en 1976. Une nouvelle ligne de 7 balises a été plantée. Une seule balise de la ligne 7 émergeait le 15 septembre 1977. Les autres étaient sous une épaisse couche de neige. A la ligne 8, aucune balise n'a été retrouvée le 15 septembre 1977. Il restait certainement encore plus de 2 m de névé sur le glacier.

1.1.4 Relevés en 1978

Un relevé des lignes 2 et 4 fut effectué le 11 août. En septembre pour le remplacement de la ligne 2 et la topographie de toutes les lignes, les déplacements purent être faits en hélicoptère. Le 10 septembre, le profil 7 était encore tout enneigé sauf 50 m rive droite, et comme l'année précédente une seule balise put être retrouvée (la balise 2). A la ligne 6, les balises 1, 2 et 3 étaient encore sous le névé comme en 1977, et les 4 autres furent relevées. Aucune des balises plantées en 75 ne fut aperçue. A la ligne 5, 21 balises sur 22 furent retrouvées. Le 11 octobre, les lignes 2, 4 et 5 furent revisitées pour mesurer l'importante ablation d'arrière-saison. Les bilans étant très différents selon qu'on les envisage de mi-septembre à mi-septembre (comme nous faisons d'habitude) ou pour l'année stratigraphique (fin d'une saison d'ablation à fin de la saison d'ablation suivante), cette méthode sera désormais suivie tous les ans.

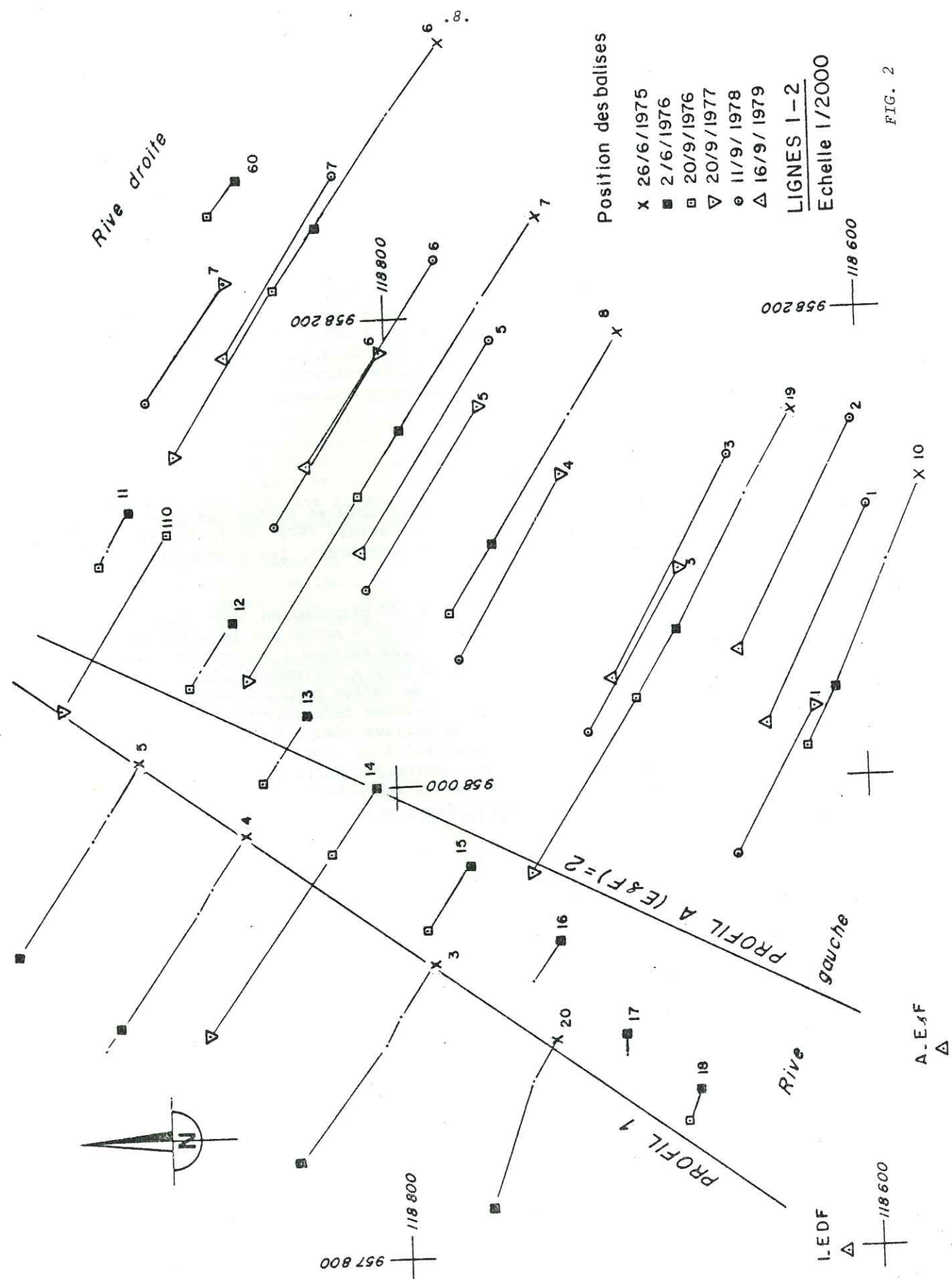
1.1.5 Relevés en 1979

En septembre, la ligne 2 fut remplacée et toutes les lignes topographiées. A la ligne 7, la balise 1 (perdue depuis 1976) et la balise 2 (observée tous les ans depuis 1975) furent retrouvées, les autres étant encore sous le névé.

A la ligne 6, les balises 3, 4, 70 plantées en 1975, et 3, 4, 5 et 6 plantées en 1977 furent retrouvées. Il est à noter que la ligne de névé a reculé vers la rive gauche, redécouvrant les balises 3 qui étaient sous le névé en 1978. A la ligne 5, où la ligne de névé a également reculé, 8 balises sur 11 plantées en 1977 furent observées. De celles plantées en 1975 seule la balise 8 fut retrouvée, les autres étant perdues définitivement (sorties ou dans les crevasses). A la ligne 4, 4 des balises plantées en 1976, et 6 sur 7 de la ligne plantée en 1977 furent relevées. A la ligne 2, 6 balises sur 7 plantées en 1978 furent retrouvées et 7 nouvelles balises furent plantées. En octobre, les lignes 2, 4 et 5 furent revisitées à la fin de la saison d'ablation. 3 balises non retrouvées en septembre furent retrouvées.

1.2 RÉSULTATS BRUTS

Dans les tableaux suivants figurent le numéro de la balise, la date du relevé, les coordonnées X, Y, Z Lambert de la surface de la glace, la longueur de balise enfouie dans la glace ou le névé sans tenir compte de la neige fraîche de l'automne, la hauteur de neige observée (ou de névé si c'est précisé). Le bilan sera donné par la variation de la longueur de balise enfouie.



.9.

BALISES D'ABLATION LIGNE 1

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
PLANTEES EN 1975						
20	26/ 6/75	957891.30	118736.50	1841.00	13.07	
20	16/ 9/75	957872.30	118747.00	1834.45	6.55	
20	28/10/75	957863.35	118749.85	1833.64	2.80	
20	2/ 6/76	957814.00	118767.00	1834.00	TROU	
3	26/ 6/75	957924.50	118787.40	1838.24	12.05	
3	16/ 9/75	957901.80	118803.40	1831.54	4.50	
3	28/10/75	957890.90	118808.05	1830.20	2.40	
3	2/ 6/76	957841.00	118847.00	1828.00	TROU	
4	26/ 6/75	957981.40	118865.60	1834.30	11.72	
4	16/ 9/75	957959.70	118880.80	1828.15	5.85	
4	28/10/75	957949.50	118885.90	1826.60	4.80	
4	2/ 6/76	957900.00	118922.70	1821.00	3.50	
4	29/ 6/76	957892.30	118927.30	1817.90		
5	26/ 6/75	958013.15	118909.55	1837.74	10.05	
5	16/ 9/75	957991.80	118924.60	1831.38	3.90	
5	28/10/75	957981.40	118929.15	1828.70	2.70	
5	2/ 6/76	957932.80	118963.90	1823.10	.54	
PLANTEES EN 1976						
11	2/ 6/76	958120.45	118910.80	1845.40	13.76	
11	29/ 6/76	958119.40	118917.90	1842.40	10.57	
11	10/ 8/76	958104.60	118920.05	1836.30	5.10	
11	20/ 9/76	958097.65	118924.25	1834.35	2.70	
110	20/ 9/76	958110.15	118895.65	1839.40	8.80	
110	20/ 9/77	958037.45	118941.35	1829.42	.48	
12	2/ 6/76	958071.65	118868.45	1845.40	12.89	
12	10/ 8/76	958051.45	118881.00	1838.50	7.70	
12	20/ 9/76	958045.00	118887.35	1836.23	6.00	
13	2/ 6/76	958031.05	118838.10	1847.70	12.87	
13	29/ 6/76	958012.10	118850.35	1840.85	10.98	
13	10/ 8/76	958012.10	118850.35	1840.85	8.00	
13	20/ 9/76	958003.45	118856.60	1838.52	6.52	
14	2/ 6/76	958000.40	118810.10	1845.75	13.44	
14	29/ 6/76	957972.40	118829.00	1836.78	9.70	
14	10/ 8/76	957972.40	118829.00	1836.78	8.00	
14	20/ 9/76	957972.40	118829.00	1836.78	7.43	
14	20/ 9/77	957895.85	118863.10	1825.98	1.30	
15	2/ 6/76	957966.10	118771.00	1840.20	13.81	
15	29/ 6/76	957938.45	118789.10	1833.13	12.06	
15	10/ 8/76	957938.45	118789.10	1833.13	9.67	
15	20/ 9/76	957938.45	118789.10	1833.13	8.19	
16	2/ 6/76	957932.95	118732.95	1843.70	13.60	
16	29/ 6/76	957925.75	118737.80	1841.61	12.03	
16	10/ 8/76	957916.10	118745.16	1837.91	7.50	
160	20/ 9/76	957920.50	118732.95	1838.48	8.74	
17	2/ 6/76	957892.25	118706.15	1832.80	10.00	
17	29/ 6/76	957884.35	118707.85	1831.11	7.39	
18	2/ 6/76	957867.60	118675.40	1828.50	11.20	
18	29/ 6/76	957863.60	118677.00	1827.43	8.98	
18	10/ 8/76	957858.45	118680.00	1824.33	4.90	
18	20/ 9/76	957853.90	118682.10	1822.30	2.60	
180	20/ 9/76	957854.40	118680.60	1822.62	8.62	

BALISES D'ABLATION LIGNE 2 (PLANTEES EN 1975)

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
6	26/ 6/75	958317.40	118773.00	1884.70	11.70	
6	16/ 9/75	958294.25	118789.80	1873.75	6.50	
6	28/10/75	958286.90	118796.15	1870.83	5.70	.25
6	2/ 6/76	958238.30	118828.95	1862.55	3.43	
6	2/ 6/76				9.55	
6	10/ 8/76	958219.15	118840.60	1854.60	5.80	
6	20/ 9/76	958212.50	118846.65	1852.13	4.24	
6	20/ 9/76				9.02	
6	20/ 9/77	958142.60	118891.00	1841.73	3.35	
60	2/ 6/76	958260.65	118861.50	1864.60	8.93	
60	10/ 8/76	958250.25	118869.30	1857.85	4.65	
60	20/ 9/76	958245.75	118873.20	1855.75	2.07	
7	26/ 6/75	958240.75	118734.05	1880.16	10.44	
7	16/ 9/75	958214.80	118752.05	1870.10	5.20	
7	28/10/75	958205.45	118759.95	1867.50	4.33	
7	2/ 6/76	958151.25	118795.35	1861.30		
7	2/ 6/76				9.65	
7	18/ 8/76				5.10	
7	20/ 9/76	958123.10	118813.30	1851.36	3.70	
7	20/ 9/76				8.94	
7	20/ 9/77	958046.95	118862.70	1839.36	3.04	
8	26/ 6/75	958190.50	118700.20	1876.02	10.05	
8	16/ 9/75	958165.15	118717.05	1867.15	4.70	
8	28/10/75	958155.60	118724.10	1865.30	3.70	
8	2/ 6/76	958100.85	118757.10	1859.28	2.67	
8	2/ 6/76				8.78	
8	29/ 6/76				6.96	
8	20/ 9/76	958072.40	118775.60	1849.65	3.35	
9	26/ 6/75	958156.30	118627.90	1875.90	11.85	
9	16/ 9/75	958129.60	118643.30	1864.20	5.95	
9	28/10/75	958120.00	118649.55	1861.97	5.22	
9	2/ 6/76	958063.35	118679.55	1855.46	2.79	
9	2/ 6/76				9.06	
9	29/ 6/76				7.06	
9	20/ 9/76	958035.75	118697.40	1845.96	3.07	
9	20/ 9/76				9.22	
9	20/ 9/77	957999.97	118745.05	1839.78	3.25	
10	26/ 6/75	958125.85	118573.75	1878.19	11.24	
10	16/ 9/75	958099.45	118585.90	1866.35	5.75	
10	28/10/75	958091.20	118590.10	1862.87	5.02	
10	2/ 6/76	958036.60	118613.10	1853.27	2.20	
10	2/ 6/76				9.12	
10	29/ 6/76				7.09	
10	20/ 9/76	958012.00	118626.60	1843.55	2.64	

BALISES D'ABLATION LIGNE 2 (PLANTEES EN 1977 ET 1978)

NO DATE X Y Z ENFOUI NEIGE

PLANTEES EN 1977

1	20/ 9/77	958028.20	118622.20	1844.63	11.11	
1	11/ 8/78	957967.85	118656.15	1839.53	6.70	
1	11/ 9/78	957962.75	118659.95	1837.29	4.45	
1	10/10/78				4.33	
2	20/ 9/77	958032.80	118641.50	1845.41	11.10	
2	14/ 6/78	957983.50	118669.80	1844.50	10.51	
2	21/ 7/78	957974.60	118674.70	1842.05	10.00	
3	20/ 9/77	958089.60	118678.15	1854.16	10.96	
3	11/ 8/78	958020.20	118718.60	1846.80	6.70	
3	11/ 9/78	958013.70	118722.80	1844.76	5.00	
3	10/10/78				4.13	
4	20/ 9/77	958130.85	118727.25	1858.86	11.03	
4	11/ 8/78	958061.00	118770.55	1849.84	6.38	
4	11/ 9/78	958055.25	118774.85	1847.43	4.40	
4	10/10/78				3.22	
5	20/ 9/77	958160.40	118761.85	1862.55	11.04	
5	11/ 8/78	958091.60	118805.30	1853.73	7.00	
5	11/ 9/78	958085.35	118809.75	1851.52	5.25	
5	10/10/78				4.00	
6	20/ 9/77	958184.50	118802.00	1858.31	11.03	
6	11/ 8/78	958117.80	118845.00	1849.60	7.55	
6	11/ 9/78	958111.95	118849.40	1847.83	6.10	
6	10/10/78				5.20	
7	20/ 9/77	958216.40	118867.30	1853.24	10.97	
7	11/ 8/78	958170.65	118898.90	1846.12	8.00	
7	11/ 9/78	958166.55	118902.60	1841.82	6.64	

PLANTEES EN 1978

1	11/ 9/78	958113.80	118597.70	1866.06	10.65	
1	10/10/78				9.76	
1	16/ 9/79	958024.40	118642.75	1843.80	2.80	
2	11/ 9/78	958150.40	118603.85	1868.56	12.20	
2	10/10/78				11.11	
2	16/ 9/79	958054.80	118653.95	1848.24	5.50	
2	16/10/79				4.75	
3	11/ 9/78	958136.70	118656.65	1864.05	12.35	
3	10/10/78				11.12	
3	16/ 9/79	958044.45	118708.70	1847.24	4.00	
3	16/10/79				3.00	
4	11/ 9/78	958166.55	118704.20	1866.96	12.60	
4	10/10/78				11.39	
4	16/10/79				3.08	
5	11/ 9/78	958188.05	118755.85	1866.43	12.40	
5	10/10/78				11.22	
5	16/ 9/79	958100.25	118812.00	1850.54	4.10	
5	16/10/79				3.20	
6	11/ 9/78	958223.40	118778.80	1866.29	12.50	
6	10/10/78				11.29	
6	16/ 9/79	958137.20	118834.70	1851.64	4.43	
6	16/10/79				3.30	
7	11/ 9/78	958261.55	118819.20	1860.52	12.64	
7	10/10/78				11.63	
7	16/ 9/79	958187.75	118869.45	1847.97	8.57	
7	16/10/79				7.80	

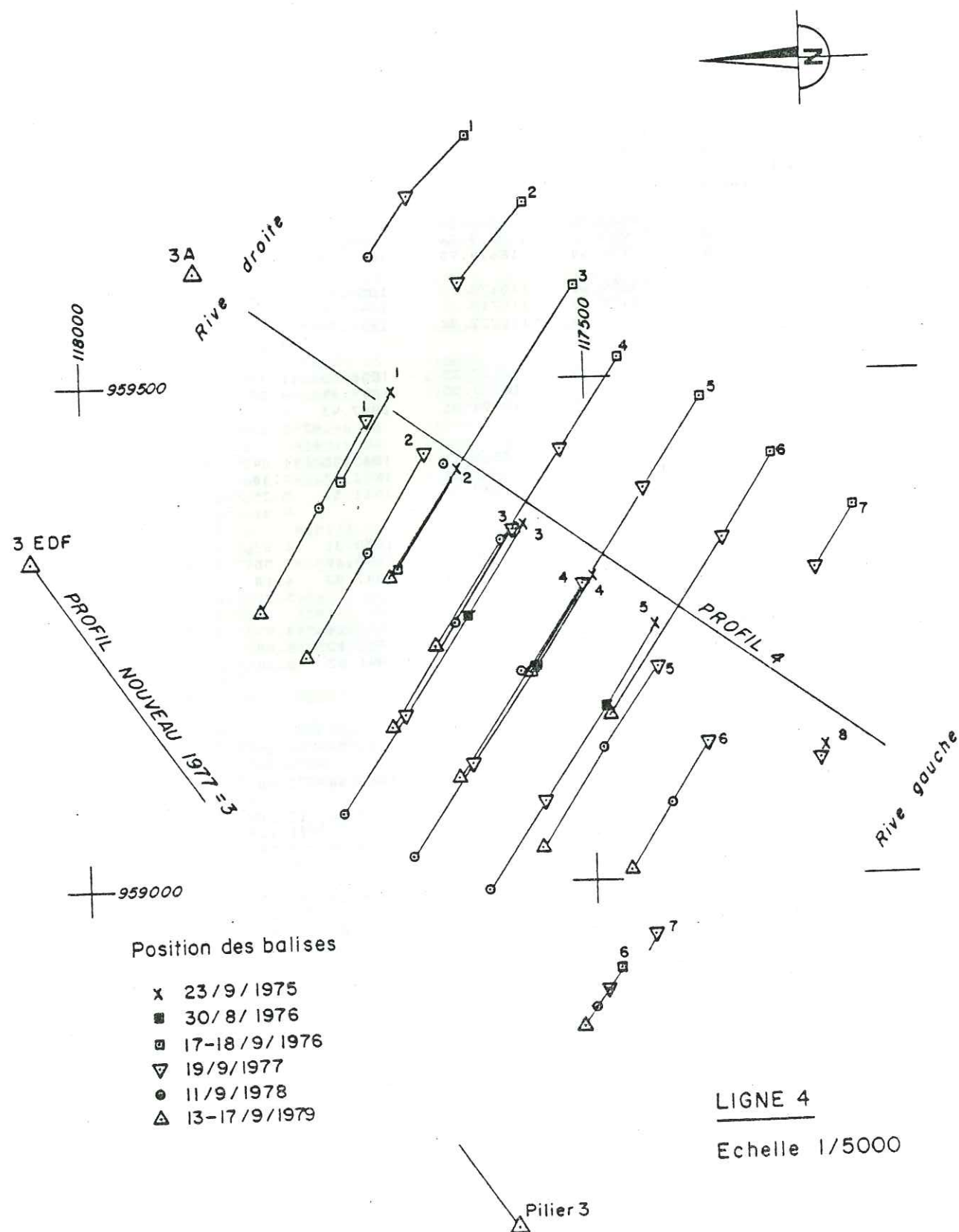


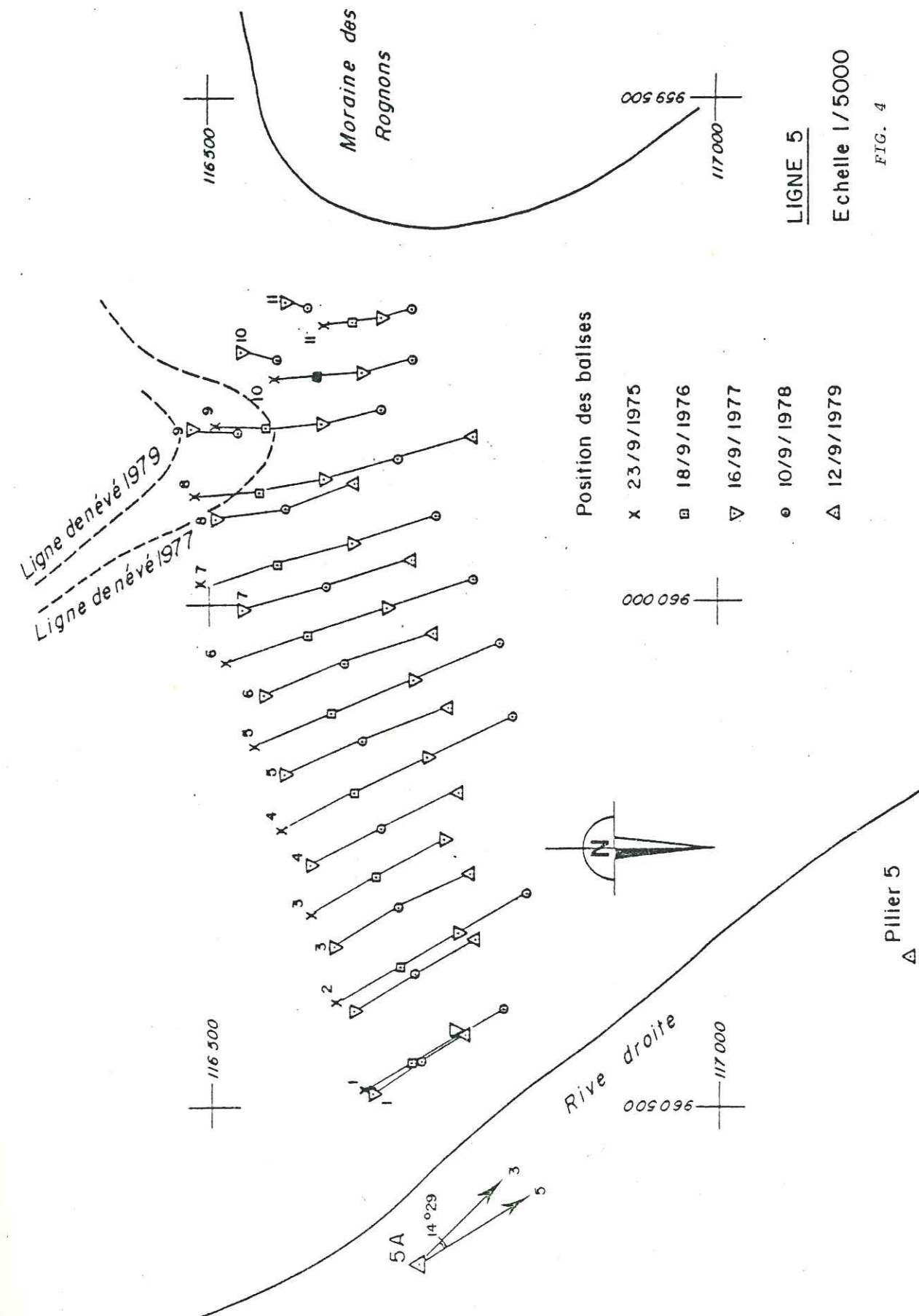
FIG. 3

BALISES D'ABLATION LIGNE 4 (PLANTÉES EN 1975 ET EN 1976)

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
PLANTEES EN 1975						
1	23/ 9/75	959489.05	117691.00	2408.91	9.69	
1	21/10/75				8.94	.29
1	30/ 8/76	959404.30	117742.20	2401.31	3.03	
1	17/ 9/76	959399.70	117744.65	2400.81	2.90	
2	23/ 9/75	959407.05	117631.25	2404.50	9.45	
2	21/10/75				8.88	.19
2	30/ 8/76	959317.70	117687.00	2392.21	3.55	
2	17/ 9/76	959313.30	117689.60	2391.50	3.40	.15
3	23/ 9/75	959354.80	117565.95	2400.24	9.49	
3	21/10/75				8.71	.37
3	30/ 8/76	959266.65	117622.40	2388.00	4.00	
3	19/ 9/77	959167.30	117686.40	2372.69	1.25	
3	11/ 8/78	959081.70	117742.23	2362.08	1.00	
3	11/ 9/78	959073.55	117747.60	2359.86	TROU	
4	23/ 9/75	959302.10	117499.45	2395.37	9.65	
4	21/10/75				8.79	.20
4	30/ 8/76	959215.40	117555.45	2383.90	4.00	
4	19/ 9/77	959118.90	117619.70	2371.02	1.31	
4	11/ 8/78	959034.30	117674.80	2363.05	1.00	
4	11/ 9/78	959026.55	117679.90	2360.34	TROU	
5	23/ 9/75	959251.60	117435.70	2395.28	9.78	
5	21/10/75				8.97	.35
5	30/ 8/76	959171.35	117489.45	2385.76	4.10	
5	19/ 9/77	959079.00	117550.00	2375.08	.48	
5	11/ 9/78	958991.20	117606.30	2365.65	TROU	
6	30/ 8/76	958914.00	117478.20	2353.20	8.80	
6	17/ 9/76	958912.85	117478.20	2353.10	8.50	
6	19/ 9/77	958892.90	117490.95	2349.92	6.90	
6	11/ 8/78	958876.80	117502.10	2350.68	6.00	
6	11/ 9/78	958875.45	117503.00	2349.17		
6	17/ 9/79	958854.80	117514.80	2347.30		
8	23/ 9/75	959128.65	117271.00	2387.85	8.62	
8	21/10/75				8.13	.30
8	19/ 9/77	959114.00	117276.60	2385.18	1.30	
PLANTEES EN 1976						
1	18/ 9/76	959739.90	117612.10	2410.98	8.90	.10
1	19/ 9/77	959683.10	117671.80	2401.00	5.55	
1	11/ 9/78	959624.20	117711.30	2400.22	3.62	
1	11/10/78				2.83	
2	18/ 9/76	959674.55	117559.00	2409.25	8.80	.10
2	19/ 9/77	959595.85	117624.30	2406.77	5.70	
3	18/ 9/76	959592.30	117509.80	2408.66	9.11	.25
3	11/ 9/78	959408.55	117631.00	2403.91	4.90	
3	13/ 9/79	959306.60	117694.75	2392.42	1.40	
3	16/10/79				.70	.05
4	18/ 9/76	959520.65	117467.00	2407.82	8.90	
4	19/ 9/77	959428.55	117527.10	2403.85	6.18	
4	11/ 9/78	959336.30	117585.05	2398.67	4.50	
4	13/ 9/79	959235.14	117649.60	2384.95	1.00	
4	16/10/79				.50	.05
5	18/ 9/76	959476.40	117387.30	2407.04	8.90	.38
5	19/ 9/77	959387.40	117445.30	2400.88	5.41	
5	13/ 9/79	959200.80	117568.70	2376.92	.30	
6	18/ 9/76	959418.95	117317.40	2403.17	8.90	
6	19/ 9/77	959337.40	117370.70	2397.10	4.98	
6	13/ 9/79	959166.30	117487.00	2388.47	.40	
7	18/ 9/76	959366.40	117240.00	2400.28	6.90	.15
7	19/ 9/77	959306.60	117277.50	2399.45	6.40	
8	18/ 9/76	959299.25	117158.35	2388.19	8.10	.15

BALISES D'ABLATION LIGNE 4 (PLANTEES EN 1977)

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
1	19/ 9/77	959466.25	117710.30	2405.13	12.88	
1	11/ 8/78	959382.52	117760.44	2401.12	12.00	
1	11/ 9/78	959374.95	117764.95	2399.43	10.25	
1	13/ 9/79	959276.40	117826.50	2382.88	6.20	
1	16/10/79				5.55	.05
2	19/ 9/77	959423.75	117660.55	2403.67	12.98	
2	11/ 8/78	959337.19	117713.30	2397.41	12.00	
2	11/ 9/78	959329.30	117718.10	2395.53	11.05	
2	11/10/78				10.40	
2	13/ 9/79	959228.55	117782.35	2378.05	7.68	
2	16/10/79				7.05	.05
3	19/ 9/77	959351.15	117574.05	2398.73	12.43	
3	11/ 8/78	959265.31	117627.86	2391.17	11.90	
3	11/ 9/78	959257.45	117632.75	2389.14	10.85	
3	11/10/78				10.26	
3	13/ 9/79	959156.50	117698.70	2372.33	7.75	
3	16/10/79				7.05	.05
4	19/ 9/77	959295.20	117506.75	2394.30	12.96	
4	11/ 8/78	959213.17	117561.10	2388.15	11.90	
4	11/ 9/78	959204.20	117565.75	2386.18	11.45	
4	11/10/78				10.80	
4	13/ 9/79	959105.00	117631.05	2371.28	8.37	
4	16/10/79				7.65	.05
5	19/ 9/77	959209.60	117436.10	2391.70	12.71	
5	11/ 9/78	959127.10	117492.80	2386.18	10.75	
5	11/10/78				10.26	
5	13/ 9/79	959034.60	117553.00	2373.41	6.95	
5	16/10/79				6.35	.05
6	19/ 9/77	959132.80	117389.35	2392.35	10.78	
6	14/ 6/78	959090.99	117415.90	2390.67	10.50	
6	11/ 8/78	959081.34	117422.15	2387.76	10.00	
6	11/ 9/78	959076.65	117424.90	2385.57	8.75	
6	17/ 9/79	959013.95	117464.55	2373.71	4.50	
6	16/10/79				4.13	.05
7	19/ 9/77	958944.90	117442.65	2360.49	11.23	
7	11/ 2/78	958926.00	117454.15	2359.12	11.48	.15



BALISES D'ABLATION LIGNE 5 (PLANTÉES EN 1975)

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
1	23/ 9/75	960484.05	116647.80	2556.30	8.65	
1	21/10/75				8.15	.45
1	26/ 8/76	960459.15	116692.20	2551.34	4.74	
1	18/ 9/76	960457.00	116695.90	2550.82	4.52	.20
1	16/ 9/77	960432.15	116739.00	2548.42	2.00	
1	10/ 9/78	960405.10	116783.65	2548.68	.90	
2	23/ 9/75	960399.45	116620.75	2561.42	8.92	
2	21/10/75				8.36	.34
2	26/ 8/76	960366.55	116678.45	2553.92	4.17	
2	18/ 9/76	960364.40	116683.25	2553.04	4.00	.06
2	16/ 9/77	960330.00	116742.80	2550.29	1.53	
2	10/ 9/78	960291.80	116807.60	2548.83	.70	
3	23/ 9/75	960312.85	116592.10	2559.90	9.00	
3	21/10/75				8.54	.48
3	26/ 8/76	960278.50	116654.25	2553.44	5.14	
3	18/ 9/76	960276.45	116659.45	2553.04	4.96	.44
3	16/ 9/77	960239.75	116725.60	2548.14	3.06	
4	23/ 9/75	960228.85	116564.50	2554.75	8.85	
4	21/10/75				8.53	.28
4	26/ 8/76	960194.80	116631.40	2548.02	4.87	
4	18/ 9/76	960192.80	116637.10	2547.68	4.73	.38
4	16/ 9/77	960157.25	116710.30	2542.21	3.02	
4	10/ 9/78	960117.65	116793.95	2540.06	3.02	
5	23/ 9/75	960149.40	116538.50	2551.23	8.55	
5	26/ 8/76	960118.00	116609.40	2544.91	4.41	
5	18/ 9/76	960116.50	116614.80	2544.69	4.36	.42
5	16/ 9/77	960083.75	116693.95	2540.06	3.02	
5	10/ 9/78	960047.20	116779.90	2535.90	2.00	
6	23/ 9/75	960067.00	116511.35	2552.05	9.40	
6	21/10/75				8.84	.84
6	26/ 8/76	960041.40	116583.95	2546.42	5.19	
6	18/ 9/76	960040.35	116589.80	2546.07	5.00	.42
6	16/ 9/77	960012.40	116669.50	2541.40	3.46	
6	10/ 9/78	959979.85	116756.50	2537.10	1.60	
7	23/ 9/75	959986.70	116484.55	2555.38	8.60	
7	21/10/75				8.25	.50
7	26/ 8/76	959969.60	116552.85	2550.55	4.75	
7	18/ 9/76	959968.90	116558.50	2550.13	4.63	.36
7	16/ 9/77	959946.75	116633.45	2546.27	3.30	
7	10/ 9/78	959919.10	116715.40	2542.05	2.10	
8	23/ 9/75	959898.30	116477.10	2556.11	9.15	
8	21/10/75				8.75	.45
8	18/ 9/76	959893.85	116541.00	2549.77	5.39	.36
8	16/ 9/77	959880.70	116605.20	2544.01	2.90	
8	10/ 9/78	959860.10	116677.35	2540.30	2.30	
8	12/ 9/79	959832.10	116759.95	2535.09	.35	
9	23/ 9/75	959828.10	116497.05	2556.15	8.60	
9	21/10/75				8.12	.43
9	26/ 8/76	959829.40	116545.10	2547.93	5.01	
9	18/ 9/76	959830.05	116549.45	2547.56	4.91	.35
9	16/ 9/77	959823.60	116602.15	2542.91	4.70	.50 (NEVE)
9	10/ 9/78	959810.30	116661.80	2539.94	2.92	
10	23/ 9/75	959777.35	116557.50	2558.61	8.90	
10	21/10/75				8.29	.46
10	26/ 8/76	959777.20	116597.00	2548.56	4.20	
10	16/ 9/77	959772.05	116642.40	2542.11	1.79	
10	10/ 9/78	959759.85	116693.45	2539.29	.28	
11	23/ 9/75	959725.40	116603.35	2561.82	8.70	
11	21/10/75				8.19	.44
11	26/ 8/76	959724.30	116631.50	2552.18	4.00	
11	18/ 9/76	959725.05	116634.25	2551.95	3.90	.40
11	16/ 9/77	959719.50	116662.05	2545.14	2.00	
11	10/ 9/78	959709.10	116691.60	2539.73	1.20	

BALISES D'ABLATION LIGNE 5 (PLANTÉES EN 1977)

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
1	16/ 9/77	960480.60	116657.15	2553.17	9.50	
1	10/ 9/78	960454.10	116703.35	2551.78	8.20	
1	11/10/78				7.10	.30
1	12/ 9/79	960427.40	116751.30	2548.50	4.70	
1	16/10/79				4.40	
2	16/ 9/77	960405.60	116636.65	2557.78	8.65	
2	10/ 9/78	960371.05	116696.90	2555.14	7.40	
2	11/10/78				6.73	.05
2	12/ 9/79	960333.70	116762.25	2552.67	4.90	
2	16/10/79				4.92	.10
3	16/ 9/77	960342.60	116616.15	2559.27	9.16	
3	10/ 9/78	960306.25	116681.40	2556.00	7.82	
3	11/10/78				7.13	.17
3	12/ 9/79	960266.95	116753.57	2551.50	5.45	
3	16/10/79				5.00	.10
4	16/ 9/77	960264.00	116593.10	2555.18	8.72	
4	10/ 9/78	960227.40	116663.50	2551.56	7.71	
4	11/10/78				7.20	
4	12/ 9/79	960187.75	116744.30	2546.18	5.70	
4	16/10/79				5.35	.10
5	16/ 9/77	960174.38	116567.40	2550.29	9.50	
5	10/ 9/78	960139.80	116644.25	2547.00	8.54	
5	11/10/78				8.15	
5	12/ 9/79	960103.10	116733.35	2541.34	6.10	
6	16/ 9/77	960093.75	116547.34	2548.33	8.59	
6	10/ 9/78	960063.50	116627.50	2545.77	7.90	
6	11/10/78				7.33	.20
6	12/ 9/79	960030.45	116720.00	2540.25	5.80	
6	16/10/79				5.35	.10
7	16/ 9/77	960011.00	116527.30	2552.92	9.50	
7	10/ 9/78	959987.20	116607.20	2550.36	8.16	
7	11/10/78				7.69	
7	12/ 9/79	959958.20	116698.35	2544.36	5.40	
7	16/10/79				4.70	.10
8	16/ 9/77	959919.60	116497.70	2552.86	9.30	
8	10/ 9/78	959907.35	116567.17	2550.48	8.80	
8	11/10/78				8.25	.10
8	12/ 9/79	959886.85	116647.85	2545.30	7.17	
8	16/ 9/79				6.73	.10
9	16/ 9/77	959828.50	116471.50	2557.48	9.30	
9	10/ 9/78	959832.95	116523.40	2554.07	9.56	.05 (NEVE)
9	11/10/78				8.97	.25
10	16/ 9/77	959751.20	116522.95	2570.05	9.12	
10	10/ 9/78	959758.20	116558.30	2563.65	7.60	
10	11/10/78				7.02	.10
10	16/10/79				3.40	.05
11	16/ 9/77	959701.00	116565.40	2573.23	9.13	
11	10/ 9/78	959704.10	116587.75	2567.54	7.73	
11	11/10/78				7.35	.08
11	16/10/79				5.00	.05

8 EDF



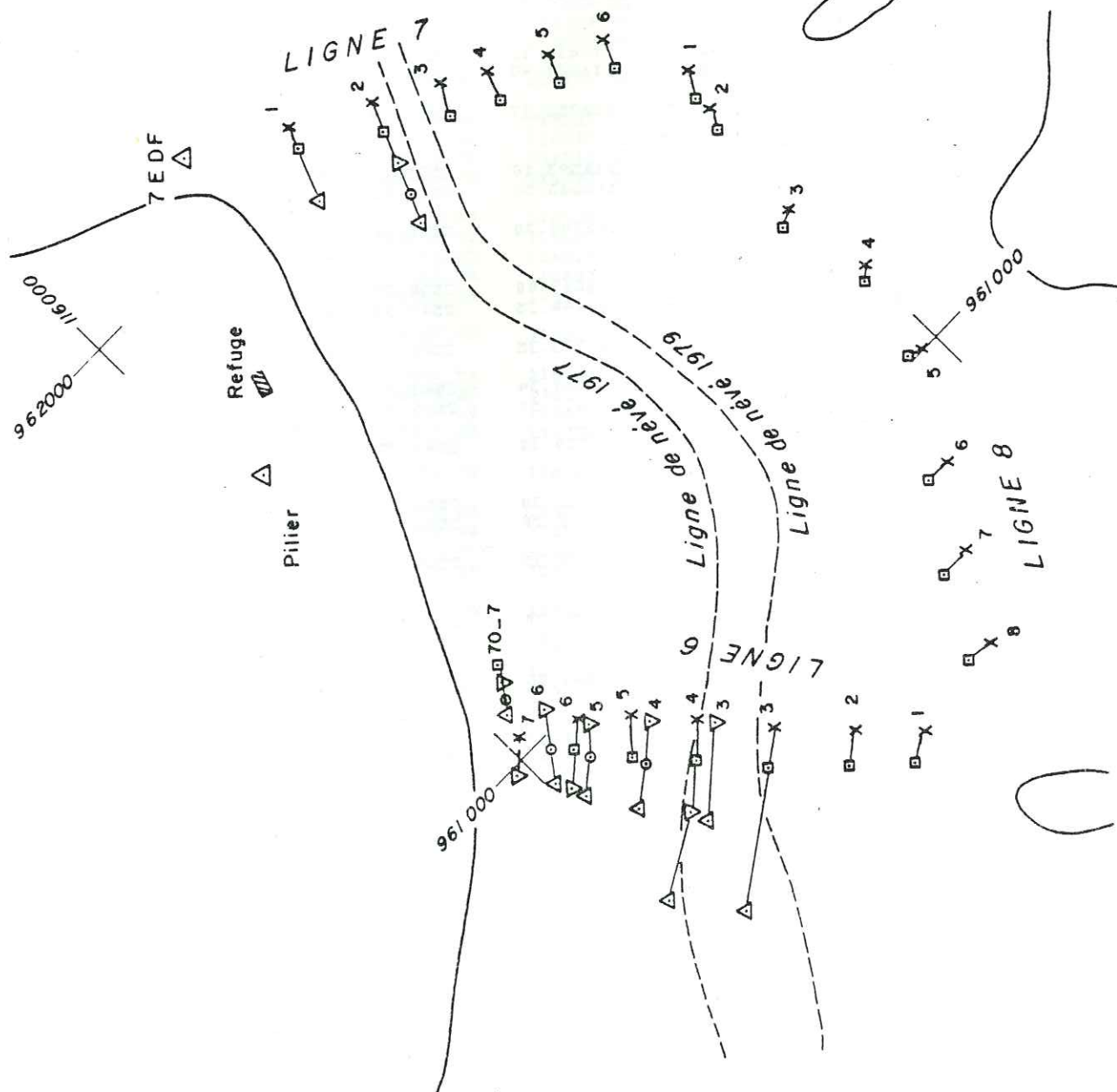
000911 962000

Position des balises

x 18/9/1975
 □ 20/8/1976
 ▽ 15/9/1977
 ○ 10/9/1978
 △ 12/9/1979

LIGNES 6-7-8
 Echelle 1/10000

FIG. 5



BALISES D'ABLATION LIGNE 6 (PLANTÉES EN 75 ET 77)

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
PLANTÉES EN 1975						
1	18/ 9/75	960543.80	115496.45	2643.86	8.99	
1	21/10/75				8.73	.51
1	20/ 8/76	960518.35	115536.20	2633.15	6.05	
2	18/ 9/75	960632.95	115569.15	2642.45	8.70	
2	21/10/75				8.42	.50
2	20/ 8/76	960594.80	115618.80	2633.34	5.72	
3	18/ 9/75	960740.80	115659.00	2645.00	9.20	
3	21/10/75				8.78	.33
3	20/ 8/76	960695.95	115713.05	2635.40	5.55	
3	12/ 9/79	960568.90	115917.40	2612.48	5.18	
4	18/ 9/75	960835.90	115917.40	2648.20	9.20	
4	21/10/75				8.94	.31
4	20/ 8/76	960788.90	115796.40	2637.95	4.85	
4	15/ 9/77	960739.75	115859.20	2628.77	4.40	
4	12/ 9/79	960657.25	115997.85	2606.00	2.82	
5	18/ 9/75	960924.30	115817.10	2658.40	8.70	
5	21/10/75				8.30	.23
5	20/ 8/76	960876.70	115863.30	2648.48	4.48	
6	18/ 9/75	960992.75	115885.00	2663.49	8.97	
6	21/10/75				8.67	.31
6	20/ 8/76	960950.77	115923.05	2655.08	4.57	
6	15/ 9/77	960906.20	115971.15	2643.85	.43	
70	20/ 8/76	961141.80	115911.90	2663.41	7.04	
70	15/ 9/77	961118.40	115927.95	2662.39	5.76	
70	10/ 9/78	961089.80	115940.70	2661.16	3.87	
70	12/ 9/79	961074.70	115964.32	2656.92	2.00	
7	18/ 9/75	961042.10	115977.80	2654.23	8.58	
7	21/10/75				8.44	.35
7	15/ 9/77	960992.10	116027.20	2641.92	1.27	
PLANTÉES EN 1977						
1	15/ 9/77	960601.20	115536.15	2639.80	9.95	
2	15/ 9/77	960708.95	115628.45	2642.78	9.76	
3	15/ 9/77	960812.20	115724.40	2644.52	9.80	
3	12/ 9/79	960712.20	115849.50	2628.74	9.15	
4	15/ 9/77	960895.55	115802.70	2652.85	9.50	
4	10/ 9/78	960844.40	115856.60	2646.85	9.58	
4	12/ 9/79	960794.80	115919.45	2635.00	7.70	
5	15/ 9/77	960970.10	115867.15	2661.21	9.47	
5	10/ 9/78	960915.10	115909.00	2655.31	8.04	
5	12/ 9/79	960874.40	115967.95	2643.62	5.25	
6	15/ 9/77	961025.50	115911.80	2661.57	9.45	
6	10/ 9/78	960979.60	115942.85	2656.61	6.39	
6	12/ 9/79	960945.80	115988.30	2647.65	2.50	
7	15/ 9/77	961118.50	115929.60	2662.08	9.43	
7	10/ 9/78	961090.85	115942.00	2660.88	7.22	

BALISES D'ABLATION LIGNE 7 (PLANTÉES EN 1975)

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
1	18/ 9/75	962030.80	115510.45	2734.57	9.45	.56
1	21/10/75				8.94	
1	20/ 8/76	962001.96	115522.10	2727.90	7.21	
1	11/ 9/79	961913.53	115560.26	2715.80	6.60	
2	18/ 9/75	961957.70	115383.60	2740.03	8.80	.38
2	21/10/75				8.39	
2	20/ 8/76	961911.00	115402.93	2731.27	5.35	
2	15/ 9/77	961860.05	115424.80	2726.65		
2	10/ 9/78	961805.40	115446.10	2721.45	5.16	
2	11/ 9/79	961760.00	115470.35	2714.00	3.80	
3	18/ 9/75	961898.30	115278.60	2733.08	8.85	.33
3	21/10/75				8.47	
3	20/ 8/76	961850.20	115299.00	2726.31	5.75	
3	17/ 9/76	961847.35	115300.15	2725.84	5.44	
4	18/ 9/75	961856.65	115204.65	2728.52	8.82	.56
4	21/10/75				8.41	
4	20/ 8/76	961808.45	115225.60	2722.00	5.76	
5	18/ 9/75	961805.10	115113.25	2728.96	8.68	.50
5	21/10/75				8.40	
5	20/ 8/76	961757.90	115135.30	2722.40	6.00	
6	18/ 9/75	961759.00	115030.50	2737.35	8.97	.48
6	21/10/75				8.70	
6	20/ 8/76	961715.10	115052.85	2727.12	5.58	

BALISES D'ABLATION LIGNE 8 (PLANTÉES EN 1975)

NO	DATE	X	Y	Z	ENFOUI	NEIGE
1	18/ 9/75	961610.60	114968.84	2732.55	8.55	.50
1	21/10/75				8.39	
1	20/ 8/76	961577.25	114990.55	2722.75	7.20	
1	17/ 9/76	961575.15	114991.30	2722.00	7.10	
2	18/ 9/75	961545.10	114987.00	2722.40	8.70	.74
2	21/10/75				8.40	
2	20/ 8/76	961512.50	115005.60	2711.20	6.80	
3	18/ 9/75	961336.15	115021.35	2702.85	8.95	.77
3	20/ 8/76	961316.30	115042.36	2694.54	7.07	
3	17/ 9/76	961315.10	115043.75	2694.00	6.98	
4	18/ 9/75	961172.45	114997.25	2702.95	8.55	.63
4	21/10/75				8.34	
4	17/ 9/76	961163.45	115021.90	2690.30	6.93	
5	18/ 9/75	961012.30	115028.45	2696.60	8.80	.64
5	21/10/75				8.56	
5	20/ 8/76	961009.60	115044.20	2690.45	6.17	
6	18/ 9/75	960838.35	115138.90	2700.42	8.82	.44
6	21/10/75				8.61	
6	20/ 8/76	960846.90	115182.05	2690.38	6.44	
6	17/ 9/76	960848.90	115183.50	2689.60	6.30	
7	18/ 9/75	960713.40	115221.85	2704.04	9.14	.70
7	21/10/75				8.90	
7	20/ 8/76	960725.80	115274.20	2690.00	6.68	
8	18/ 9/75	960575.14	115309.65	2706.71	8.78	.49
8	21/10/75				8.57	
8	20/ 8/76	960581.65	115349.75	2688.39	5.64	

1.3 DÉPOUILLEMENT DES DONNÉES CONCERNANT L'ABLATION

Ce dépouillement est délicat car les tableaux de nombres sont incomplets. D'une part à certaines dates toutes les lignes de balises n'ont pas été observées. Afin de pouvoir estimer les données manquantes il convient alors de déterminer des bilans partiels et non pas seulement annuels.

D'autre part, les variations du bilan dans le sens transversal peuvent être très fortes. C'est en particulier le cas à la ligne inférieure 1 (ablation estivale bien plus forte près des rives échauffées par le soleil qu'au centre du glacier) et à la ligne 6 (probablement alimentation en hiver par avalanches de poudreuse rive gauche). Il convient donc, à chaque ligne, de moyenner les valeurs à des balises à peu près régulièrement espacées entre les deux rives (quitte à ajouter des valeurs estimées pour compléter la ligne). Ne conserver que des valeurs exactement mesurées introduit en général un biais systématique.

Dans les tableaux suivants, les nombres entre parenthèses ont été estimés : par interpolation à partir des balises voisines s'il y a une variation transversale systématique ; en moyennant toutes les valeurs connues pour la ligne et l'intervalle de temps considéré si les variations sont incohérentes.

Les rectangles signifient qu'on ne dispose que d'une valeur pour l'ensemble de deux ou trois intervalles de temps consécutifs. En général le bilan pour l'un de ces intervalles est largement prédominant. Le bilan pour les autres est alors estimé comme ci-dessus, et le bilan prédominant, déduit par soustraction, utilisé pour le calcul de la moyenne. Tous les bilans sont donnés changés de signe (c'est ce qu'on appelait autrefois "l'ablation nette"), et en mètres de glace.

F.S.A. 18/09/76, par exemple signifie que l'on a considéré l'émergence mesurée le 18/09/76 pour calculer le bilan de l'année stratigraphique écoulée, ce qui suppose que la neige fraîche qui recouvrait le glacier à cette date, que l'on assimile à la fin de la saison d'ablation, n'a pas complètement fondu durant l'automne. Pour les années à venir, la dernière visite devra avoir lieu après la fin de la saison d'ablation. Comme on ne tient pas compte de la neige fraîche pour mesurer l'émergence, on assimilera la date de cette visite à la fin de la saison d'ablation.

Ligne 6 : A partir de 1976, la moitié gauche du glacier est devenue zone d'accumulation et, faute de carottages, les bilans y sont inconnus. Aussi des bilans moyens ne sont calculés que pour la moitié droite. En 1975/76 le bilan aux balises 1 et 2 était -3,0 m, contre -4,3 m sur la moitié droite, soit une différence de 1,3 m. Du 20/8/76 au 12/9/79 la bilan a été positif aux balises 1 et 2, alors qu'il était de -6,55±2,2 sur la moitié droite, soit une différence de l'ordre de 7 m au moins pour ces trois années cumulées. La différence entre les bilans d'un côté à l'autre du glacier s'est donc accentuée : la présence de névé diminue l'ablation en juillet-août.

	Ligne 1							Ligne 2						
	Rive G.			Rive D.				Rive G.		Rive D.				
Bal. 75	20	3		4	5			10	9	8	7	6		
Bal. 76	18	16	15	14	13	12	11					60	n	moyenne
26/6/75	6.52	7.55		5.87	6.15			5.49	5.90	5.35	5.24	5.20	9	5.92
16/9/75	3.75	2.10		1.05	1.20	(2.0)		0.73	0.73	1.00	0.87	0.80 (0.80)	11	1.37
28/10/75	2.8*	2.4*		1.30	2.16	(2.8)		2.82	2.43	1.03	(1.65)	2.27 (2.8)	11	2.22
2/6/76	6.30	6.10	4.14	5.44	4.87	5.19	8.66	(4.74)	(4.25)	(3.69)	4.55	3.75 4.28	13	5.07
10/8/76	2.30	(1.90)	1.48	0.57	1.48	1.70	2.40	(1.74)	(1.74)	(1.74)	1.40	1.56 2.58	10	1.74
20/9/76														

* : balise entièrement hors du trou, dont il ne reste qu'un résidu plein d'écailles de peinture (± 0.2)

LIGNES 1 ET 2 (1847 \pm 15 m)

	Balises 75 RG		9			7			6			RD	
Balises 76					14						110		
Balises 77	1		3	4	5		6				7		
Balises 78		1	2	3	4		5		6	7		n	moyenne
20/9/76													
20/9/77			5.97	6.13		5.90		8.32*	5.67			5	6.40
11/8/78	4.41		4.26	4.65	4.04		3.48				2.97	6	3.97
11/9/78	2.25		1.70	1.98	1.75		1.45				1.36	6	1.75
10/10/78	0.12	0.89	1.09	{ 0.87 }	{ 1.18 }	1.25	1.18	0.90	1.21	1.01		12	1.01
16/9/79			6.96	5.61	7.12	(7.40)	7.12		6.86	3.06*		6	6.85
16/10/79		(± 0.2)	0.75	1.00	(0.91)	0.90		1.13	0.77**			5	0.91

(*) : valeur très forte (zone chaotique), tenue en compte

(**) : balise dans un cône d'avalanche, valeurs non comprises dans la moyenne

LIGNES 1 ET 2 (suite)

R G										R D				n	moyenne
Bal. 1975	8	6	5	4	3	2	1								
Bal. 1976			7	6	5	4	3	2	1						
Bal. 1977			6	5	4	3		2	1						
23/9/75	0.49			0.81	0.86	0.78	0.57	0.75				6	0.71		
FSA 21/10/75	(3.72)			4.87	4.79	4.71	5.33	5.91				6	4.89		
30/8/76	(0.19)	0.30		(0.19)	(0.19)	(0.19)	0.15	0.13				3	0.19		
FSA 17-18/9/76	(2.92)	1.60	2.50	(3.43)	3.92	(2.50)	3.49	(2.56)	2.72		3.10	3.35	10	2.92	
19/9/77		0.90	0.78	1.96		0.31 1.06		0.25 0.53	1.68	4.21	0.98	0.88	1.93	6	0.77
11/8/78			1.25		4.58	0.45	5.11	1.05			0.95	1.75		5	1.09
11/9/78				(0.63)	0.49	0.65		0.59	(0.63)	(0.63)	0.65	(0.63)	0.79	5	0.63
11/10/78				(3.62)	3.31	2.43		2.51	(2.87)	(2.87)	2.72	(3.42)		8	2.97
13-17/9/79			0.37	0.60		0.72		0.70	0.50	0.70	0.63	0.65		8	0.61
FSA 16/10/79															

LIGNE 4 (2388 ± 18 m)

R G												R D			
Bal. 1975	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1				
Bal. 1977	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	n	moyenne		
23/9/75	0.51	0.61	0.48	0.40	0.35	0.56	(0.48)	0.32	0.46	0.56	0.50	10	0.48		
FSA 21/10/75	4.19	4.09	3.11	(3.25)	3.50	3.65	(3.66)	3.66	3.40	4.19	3.41	11	3.65		
26/8/76	0.10	(0.10)	0.10	(0.11)	0.12	0.19	0.05	0.14	0.18	0.17	0.22	9	0.13		
FSA 18/9/76	1.90	(2.31)	0.21	2.49	1.33	1.54	1.34	1.71	1.90	2.47	2.52	11	1.79		
16/9/77	0.80	1.51	1.53	0.60	0.50	1.20	1.86	1.02	0.00	0.83	1.10	21	1.04		
10/9/78	1.40	1.52	-0.24*		1.34	0.69	0.96	1.01	1.34	1.25	1.30				
FSA 11/10/78	0.38	0.58	0.59	(0.57)	0.55	0.47	0.57	0.39	0.51	0.69	0.67	1.10	11	0.59	
12/9/79	(1.97)	(3.24)		(1.38)	1.08	2.29	1.53	2.05	1.50	1.68	1.83	2.40	11	1.90	
FSA 16/10/79	(0.38)	(0.38)			0.44	0.70	0.45		0.35	0.45	-0.02	0.30	7	0.38	

* : bilan positif : 0.21 de glace surimposée + 0.05 de névé

LIGNE 5 (2551 ± 9 m)

	moitié gauche (2635 ± 11 m)				moitié droite (2655 ± 8 m)								
Bal. 1975	1	2	3		4	5	6	7	70			moyenne (moitié droite)	moyenne (total)
Bal. 1977			3		4	5	6	7					
18/9/75	0.26	0.28	0.42		0.26	0.40	0.30	0.14				0.28	0.29
FSA 21/10/75	2.68	2.70	3.23		4.09	3.82	4.10	(4.00)				4.00	3.52
20/8/76					0.45		4.14	(3.17)	1.28			2.26	
15/9/77			0.37		1.58	-0.08	1.43	3.06	2.21	1.89		1.70	
10/9/78			0.65		1.88		2.79	3.89		1.87		2.60	
12/9/79													
	← névé le 15/9/77 →												
	← névé le 12/9/79 →												

LIGNE 6

Bal. 1975	RG	6	5	4	3		2	1	RD	moyenne (côté droit)	moyenne (total)
18/9/75											
FSA 21/10/75		0.27	0.28	0.41	0.38		0.41	0.51		0.46	0.38
20/8/76		3.12	2.40	2.65	2.72		3.04	1.73		2.39	2.61
17/9/76					0.31						
10/9/78								0.61			
11/9/79							1.36				
	← névé depuis 1977 →										

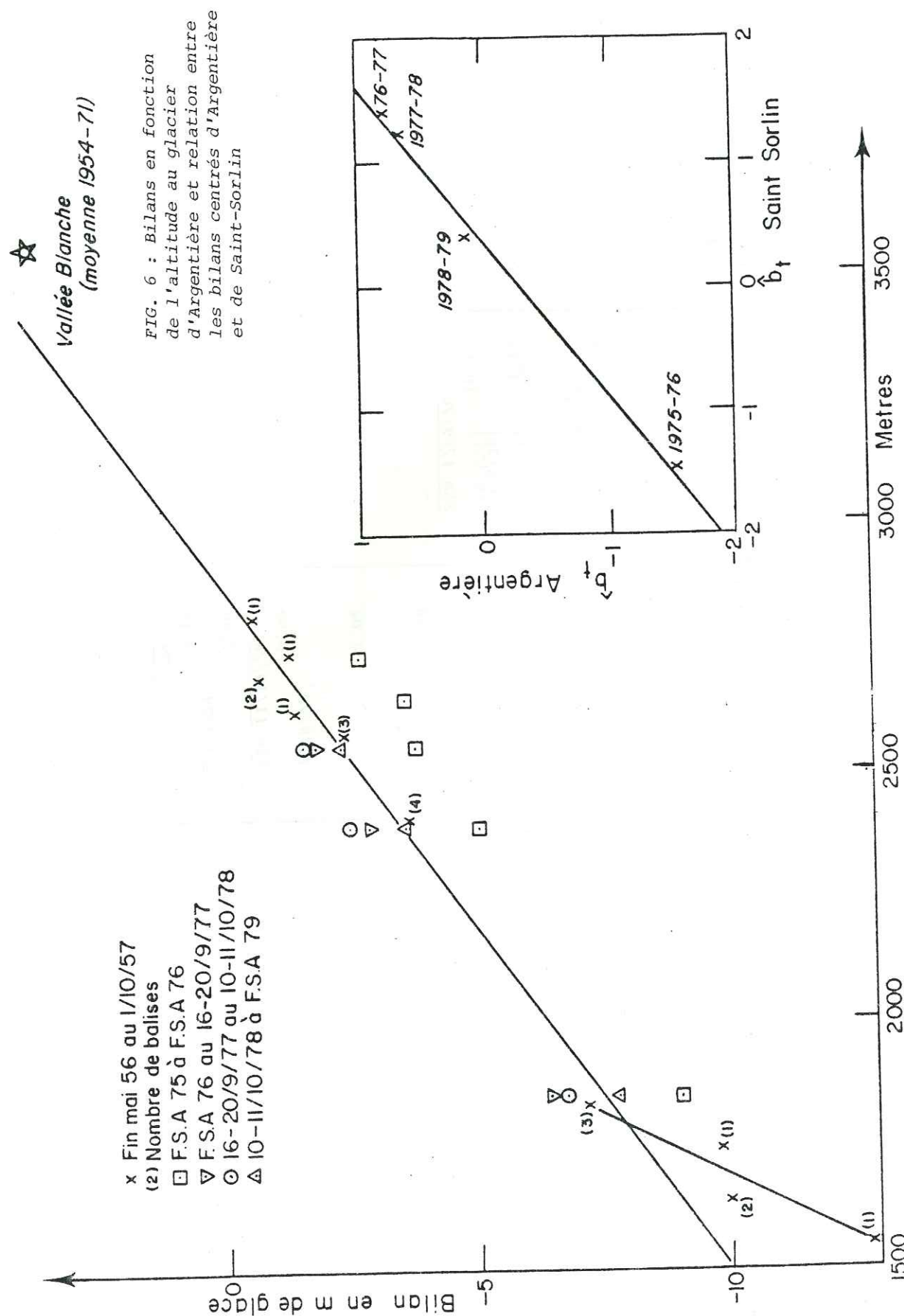
LIGNE 7 (2728 ± 8 m)

Bal. 1975	RG	8	7	6	5	4	3	2	1	RD	n	moyenne
18/9/75		0.21	0.24	0.21	0.24	0.21	(0.22)	0.30	0.16		7	0.22
FSA 21/10/75		2.93	2.22	2.17	2.39	1.41	(1.66)	1.60	1.19		8	1.95
20/8/76				0.14			0.09		0.10		3	0.11
FSA 17/9/76												

LIGNE 8

Lignes 1-2 1847 ± 15m	Ligne 4 2388 ± 18m	Ligne 5 2551 ± 9m	Ligne 6 2645 ± 8m	Ligne 7 2728 ± 8m	Ligne 8
26/6/75 5.92					
16/9/75 1.37	23/9/75 0.71	23/9/75 0.48	18/9/75 0.29	0.38	0.22
28/10/75 2.22	<u>FSA 21/10/75</u>	<u>FSA 21/10/75</u>	<u>FSA 21/10/75</u>		
2/6/76 5.07	4.89	3.65	3.52	2.61	1.95
10/8/76 1.74	30/8/76 0.19	26/8/76 0.13	20/8/76 (0.12)	(0.10)	0.11
20/9/76 6.40	<u>FSA 17-18/9/76</u> 2.92	<u>FSA 18/9/76</u> 1.79	<u>FSA 17/9/76</u>		
20/9/77 3.97	19/9/77 0.77	16/9/77 1.04			
11/8/78 1.75	11/8/78 1.09				
11/9/78 1.01	11/9/78 0.63	10/9/78 0.59			
10/10/78 6.85	11/10/78 2.97	<u>FSA 11/10/78</u> 1.90			
16/9/79 0.91	13-17/9/79 0.61	12/9/79 0.38			
16/10/79	<u>FSA 16/10/79</u>	<u>FSA 16/10/79</u>			

TABLEAU RECAPITULATIF (26/6/75 au 16/10/79)



Ne connaissant pas, pour chaque année, le bilan correspondant exactement à l'année stratigraphique (de la fin d'un saison d'ablation à la fin de la saison d'ablation suivante), nous considérerons pour comparer les années entre elles, des périodes prenant fin à notre dernière visite de l'année civile, c'est-à-dire en septembre ou octobre. Les dates séparant ces périodes sont soulignées dans le tableau récapitulatif, et nous parlerons parfois simplement des bilans annuels 75-76, 76-77, 77-78, 78-79.

Ceux-ci sont portés en fonction de l'altitude sur la figure 6, et figurent dans le tableau suivant ainsi que les équations des droites de régression correspondant à chaque année et à la moyenne des 4 années :

Ligne	1-2	4	5	6	7	
Altitude	1847	2388	2551	2645	2728	
F.S.A. 75 à F.S.A. 76	-9.03	-5.08	-3.78	-3.64	-2.71	$b = 0.71(z-3120)/100$
F.S.A. 76 au 16-20/9/77	-6.40	-2.92	-1.79			$b = 0.65(z-2830)/100$
16-20/9/77 au 10-11/10/78	-6.73	-2.49	-1.63			$b = 0.74(z-2750)/100$
10-11/10/78 à F.S.A. 79	-7.76	-3.58	-2.28			$b = 0.78(z-2850)/100$
moyenne 75-79	-7.48	-3.52	-2.37			$b = 0.73(z-2880)/100$

On constate que la droite de régression qui a la pente la plus faible est celle de 1976-77, année où le relevé eut lieu nettement avant la fin de la saison d'ablation. Ceci s'explique par le fait que ces droites s'inclinent de plus en plus au cours de la saison.

1.4. ABLATION AUX BALISES PLACÉES PAR L'ETH EN MAI-JUIN 1956

Balise	Altitude (à l'altimètre)	Altitude moyenne 1956/58 (à 5 m près)	Emergence au-dessus de la glace		Bilan pour 2 ans 1955/57	
			Fin mai 1956	1/10/57		
A	1560	1550	surface = glace	-0.05	25.50	25.55
B	1630	1620		0.05	16.86	16.81
C	1655	1650		0.00	23.30	23.30
D	1745	1740		0.00	19.70	19.70
E	1835	1830		0.15	13.53	13.38
F	1830	1825		0.20	14.67	14.47
G	1845	1840		0.25	15.30	15.05
H	2410	2405	surface = neige	0.63	8.55	7.92
J	2410	2405		0.72	8.00	7.28
K	2410	2405		-0.04	7.00	7.04
L	2405	2400		1.27	8.55	7.28
M	2580	2577		0.76	6.75	5.99
N	2575	2571		1.02	6.00	4.98
O	2575	2571		1.17	4.68	3.51
P	2625	2621		1.59	4.42	2.83
Q	2690	2686		5.51	7.03	1.52
R	2690	2686		3.79	5.15	1.36
S	2740	2736		0.18	2.70	2.52
T	2810	2807		2.10	2.10	1.25 (1)

+ glace fondue en
mai 1956

(1) : le 3 juin 1956 environ 3,50 m de neige et névé
le 1er octobre 1957, seulement 1,00 m de névé. On admet une densité de 0,5

Ces valeurs sont aussi portées sur la fig. 6. Malgré le nombre insuffisant de balises on voit que la variation du bilan avec l'altitude devient de l'ordre de 1.5 à 2m de glace/100m de dénivelé près du front.

1.5 VALIDITÉ DU MODÈLE STATISTIQUE LINÉAIRE POUR LES BILANS DU
GLACIER D'ARGENTIÈRE

Le Laboratoire de Glaciologie relève depuis plus de 20 ans les bilans annuels en zone d'ablation du Glacier de Saint-Sorlin (Grandes Rousses), entre 2650 et 2850 m d'altitude. Sur ce glacier on a établi que le bilan annuel satisfaisait au modèle statistique linéaire suivant (Lliboutry, 1974).

Le bilan au site j pour l'année t est :

$$x_{jt} = a_j + b_t + r_{jt}$$

a_j : paramètre ne dépendant que du site = bilan moyen au point considéré

b_t : paramètre centré ne dépendant que de l'année considérée

r_{jt} : résidu aléatoire centré, qu'on peut admettre gaussien, non corrélé pour des points ou des années différentes, et de même écart-type (0.20 m de glace).

Ce résidu regroupe les erreurs de mesure et les fluctuations très locales du bilan. A partir de toutes les données disponibles, on peut alors calculer les meilleurs (au sens des moindres carrés) estimateurs linéaires sans biais des a_j et des b_t (notés \hat{a}_j et \hat{b}_t) d'une façon objective.

Ce modèle est-il valable pour le Glacier d'Argentière ? On voit sur la figure 6 que, d'une année à l'autre, les bilans varient à peu près d'une même quantité sur tout le glacier à une exception près : le bilan 1976-77 est, à la ligne 1, supérieur au bilan 1977-78 alors que le contraire se passe aux lignes 3 et 5.

Mais le bilan 76-77 a été arrêté au 16-20/9/77, or comme le montrent les valeurs de l'automne 78 l'ablation durant l'automne 1977, qui fut assez ensoleillée, a pu être de l'ordre de 1 m à la ligne 1 et 0,6 m aux lignes 3 et 5. Sur la figure 6, cette correction pour se ramener à l'année stratigraphique abaisserait les bilans 76-77 de ces quantités, rendant notamment pour la ligne 1 le bilan 76-77 inférieur à celui de 77-78. Pour les deux années suivantes, les corrections à apporter seraient plus faibles et augmenteraient légèrement les bilans.

Le modèle statistique linéaire est donc applicable également au glacier d'Argentière. Les \hat{a}_j correspondant à chaque ligne de balises ne sont autres que les valeurs moyennes 75-79 figurant dans la dernière ligne du tableau de la page 31.

Les termes \hat{b}_t et les résidus $\hat{r}_{jt} = x_{jt} - \hat{a}_j - \hat{b}_t$ calculés à partir de ce même tableau sont les suivants :

t	\hat{b}_t	\hat{r}_{1t}	\hat{r}_{2t}	\hat{r}_{3t}
1975-1976	- 1.51	- 0.04	- 0.05	+ 0.10
1976-1977	+ 0.75	+ 0.33	- 0.15	- 0.17
1977-1978	+ 0.84	- 0.09	+ 0.19	- 0.10
1978-1979	- 0.08	- 0.20	+ 0.02	+ 0.17

L'écart-type résiduel n'est que de 16 cm et

$$\sigma(b_t) = \sigma(r_{jt}) \sqrt{\frac{1}{J} + \frac{1}{JT}} \approx 10 \text{ cm}$$

1.6 COMPARAISON DES \hat{b}_T AUX GLACIERS D'ARGENTIÈRE ET DE SAINT-SORLIN

Les mesures de bilan sur les deux glaciers n'ayant pas été effectuées aux mêmes dates, des corrections sont nécessaires. Nous nous ramènerons aux dates des mesures sur le glacier de Saint-Sorlin. Les décalages étant de l'ordre d'une dizaine de journées d'automne, nous adopterons dans tous les cas une correction de 10 cm. Dans le tableau ci-dessous figurent pour les deux glaciers les \hat{b}_t correspondant aux dates de mesures indiquées, puis pour le Glacier d'Argentièrre, les bilans partiels estimés et dans la dernière colonne les bilans ramenés aux dates de Saint-Sorlin.

Saint-Sorlin	Argentièrre
16/10/75	
- 1.47	21-28/10/75
	- 1.10
	- 1.41
8/9/76	- 1.51
+ 1.41	17-20/9/76
	- 0.10
9/9/77	+ 0.75
+ 1.22	+ 0.85
	- 0.10
28/10/78	16-20/9/77
	+ 0.84
+ 0.38	10-11/10/78
	+ 0.84
4/10/79	
	- 0.10
	+ 0.12
	- 0.10
	16/10/79

Une bonne corrélation (0.997) entre les deux séries de valeurs apparaît sur la figure 6. La droite de régression a pour équation* :

$$y = 0.79 x - 0.30$$

Les variations du bilan par rapport à la moyenne sont donc à Argentièrre celles observées à Saint-Sorlin multipliées par 0.79. L'écart-type résiduel est de 10 cm et l'écart-type sur le coefficient de régression de 0.04. Le décalage de 0.30 cm provient du fait que pour Saint-Sorlin les variations sont centrées par rapport à la moyenne 1958-1979, alors que pour Argentièrre elles le sont par rapport à la moyenne 1975-1979. A partir des termes \hat{b}_t du Glacier de Saint-Sorlin calculés sur la période 1958-1979, on peut donc reconstituer ceux du Glacier d'Argentièrre depuis 1958. Dans le tableau suivant se trouvent les \hat{b}_t de Saint-Sorlin, ceux d'Argentièrre ainsi reconstitués, et la somme cumulée de ces derniers ($\Sigma \hat{b}_t$).

* Les critères des moindres carrés et des moindres distances donnent le même coefficient de régression à 0.01 près.

Dates	\hat{b}_t St-Sorlin	\hat{b}_t Arg.	$\Sigma \hat{b}_t$ Arg.
7/9/58	- 1.14	- 0.90	- 0.90
8/9/59	- 0.31	- 0.24	- 1.14
13/9/60	0.00	0.00	- 1.14
28/9/61	- 0.54	- 0.43	- 1.57
7/10/62	+ 0.46	+ 0.36	- 1.21
6/10/63	- 1.36	- 1.07	- 2.28
6/10/64	+ 0.69	+ 0.55	- 1.73
12/10/65	+ 1.06	+ 0.84	- 0.89
5/10/66	- 0.32	- 0.25	- 1.14
1/10/67	+ 1.01	+ 0.80	- 0.34
20/9/68	+ 0.64	+ 0.51	+ 0.17
2/10/69	+ 0.19	+ 0.15	+ 0.32
13/10/70	- 0.87	- 0.69	- 0.37
23/10/71	- 0.16	- 0.13	- 0.50
23/9/72	- 0.62	- 0.49	- 0.99
26/9/73	- 0.69	- 0.55	- 1.54
9/9/74	+ 0.42	+ 0.33	- 1.21
16/10/75	- 1.47	- 1.16	- 2.37
8/9/76	+ 1.41	+ 1.11	- 1.26
9/9/77	+ 1.22	+ 0.96	- 0.30
28/10/78	+ 0.38	+ 0.30	0.00
4/10/79			

Les variations centrées des bilans de masse de différents glaciers des Alpes ont été comparées par L. REYNAUD (1980). Si la pente de la droite de régression n'était pas significativement différente de 1, on pourrait étendre le modèle statistique linéaire à différents glaciers des Alpes. Comme ce n'est pas le cas, il faut ajouter un facteur c_j , dépendant du glacier considéré. Le bilan du glacier j pour l'année t s'écrit alors : $x_{jt} = a_j + c_j b_t + r_{jt}$ (ce modèle n'est pas linéaire) où a_j est le bilan moyen du glacier considéré, b_t correspond au Glacier de Saint-Sorlin (pris comme référence) et r_{jt} est un résidu aléatoire. Un coefficient c_j inférieur à 1 signifie que le j^{th} glacier considéré est moins sensible aux variations du climat que ne l'est celui de Saint-Sorlin. C'est le cas du Glacier d'Argentièrre qui semble bien protégé par les sommets élevés qui l'entourent.

2 - VARIATIONS DE NIVEAU

2.1 RELEVÉS ANNUELS DU FRONT ET DE LA CÔTE MOYENNE DES PROFILS EN TRAVERS DU GLACIER D'ARGENTIÈRE

Outre la position du front depuis 1894, les Eaux et Forêts relevaient depuis 1904 deux profils transversaux, le profil rouge, situé à l'époque vers 1850 m d'altitude, et le profil bleu, vers 1630 m (Mougin, 1925 ; Mougin, 1934 ; relevés non publiés depuis 1950). Ces mesures, de plus en plus espacées depuis 1950, prennent fin en 1973. A partir de 1956, E.D.F. a relevé un profil 1, situé plus en aval mais recoupant sur la rive droite le profil rouge des Eaux et Forêts, qui a été également relevé depuis 1969. Depuis 1958, E.D.F. a surveillé également trois profils situés en amont de la chute de séracs de Lognan : le profil 3 vers 2400 m, le profil 5 vers 2560 m, et le profil 7 vers 2740 m, non loin du refuge d'Argentière.

Tous ces profils sont relevés depuis 1977 par le laboratoire de Glaciologie ainsi qu'un nouveau profil vers 2350 m juste avant la chute de séracs. Toutes les données disponibles figurent dans les tableaux suivants. Elles sont reportées sur les figures 7 et 8.

Année	Date des relevés (profil rouge)	Profil rouge	Profil bleu	Côte de l'extrémité du front
1899	28-31/7			1312
1902	1/7			1319
1903	14-21/8			1334
1904	18/6	1865,53	1631,67	1325,50
1905	15/6	1862,88	1631,31	1336,60
1906	7/6	1858,44	1632,00	1347,00
1907	14/6	1860,07	1626,56	1355,75
1908	22/7	1854,84	1621,69	1361,10
1909	28/7	1853,21	1615,46	1392,20
1910	13/7	1856,92	1615,93	1378,00
1911	6/7	1858,20	1615,04	1380,25
1912	7/7	1856,54	1615,13	1395,00
1913	23/7	1855,10	1620,80	1390,60
1914	Fin 7			1391,60
1916	21/7	1865,80	1628,30	1386,20
1917	24/7	1869,20	1630,20	1374,10
1918	19/7	1869,00	1632,90	1373,20
1919	26/7	1871,80	1634,71	1358,37
1920	5/8	1874,95	1639,37	1345,31
1921	9/8	1870,16	1636,51	1336,42
1922	5/8	1868,27	1639,56	1332,30
1923	2/8	1867,56	1638,17	1331,91
1924	24/7	1867,90	1635,40	1336,20
1925	29/7	1867,20	1634,40	1331,95
1926	14/7	1870,50	1630,30	1330,90
1927	10/8	1865,80	1632,80	1334,60
1928	7/8	1864,00	1628,40	1339,25
1929	30/7	1859,80	1627,10	1347,40
1930	4/8	1856,40	1618,00	1358,10
1931				
1932		1851,80	1620,40	
1933		1859,20	1622,80	
1934		1849,90	1615,75	1387,95
1935		1849,80	1613,45	1392,75
1936				1398,90
1937				
1938				1399,05
1939				1397,00
1940				
1941				1407,54
1942				1406,20
1943				1402,59
1944				
1945				1437,45
1946				1397,76
1947				
1948		1834,90		1407,30
1949		1830,50	1585,70	1412,10
1950		1825,40	1574,00	1413
1951				
1952		1817,40	1564,70	1421
1953				
1954				
1955				
1956		1817,40	1548,60	1433
1957				
1958				
1959		1816,40	1526,00	1438
1960				
1961		1815,50	1521,30	1480
1962				
1963				
1964				
1965				
1966				
1967				
1968				
1969				
1970				
1971				
1972				
1973		1833,30	1540,30	1480
1974				
1975				
1976				

Année	Date des relevés	Profil ancien E.D.F. = 1	Profil rouge A = 2	Profil 4	Profil 5	Profil 7
1956	17-18/10	1815,20				2734,90
1958	10/10	1815,10		2398,60	2556,10	2733,50
1959	5/10	1811,00		2398,30	2555,70	2735
1960	5- 7/10	1810,50		2405,10	2562,50	2740,80
1969	8- 9/10	1821,00	1826,50			
1970	14/10	1823,50	1829,50	2405,20	2562,90	2741,00
	22-23/10					
1971	12/10	1825,20	1830,50	2403,20	2561,60	2740,00
	7- 8/10					
1972	5/10	1828,10	1832,40	2403,30	2562,60	2740,00
	3/10					
1973	11/10	1829,90	1835,90	2401,90	2560,40	2738,80
1974						
1975	17-18/9	1834,00	1841,60	2401,50	2559,20	2738,70
1976	17/9			2398,90		
1977	19/9		1837,10	2400,30	2558,00	2736,40
1978	10-11/9	1834,15	1837,00	2401,50	2559,80	2738,65
1979	11-16/9	1835,50	1838,10	2401,20	2560,70	2738,80
1980						

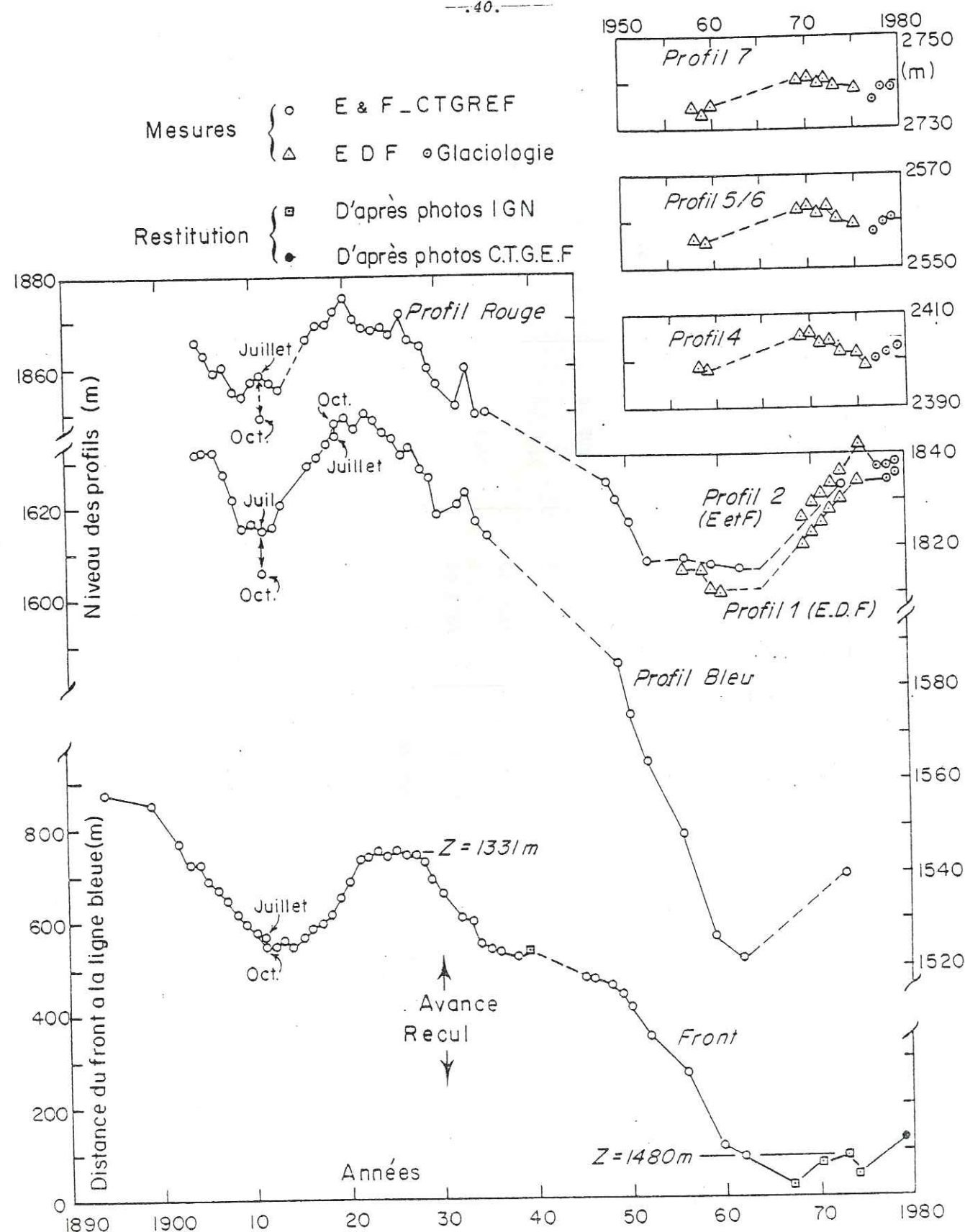


FIG. 7

Nous y avons ajouté des valeurs pour 1939 tirées du Plan Directeur au 1/20000 de l'I.G.N. (Sur cette carte la date des levés aériens n'est pas indiquée. Il est seulement dit que ces levés ont été complétés sur le terrain en 1949, ce qui a induit en erreur les glaciologues suisses dans leurs coupes en travers du glacier).

2.2 TENDANCE GÉNÉRALE

A l'échelle du siècle (figure 7), la tendance est à la baisse comme pour tous les glaciers des Alpes. Dans cette tendance générale à la décrue, qui fait suite à 3 siècles d'englacement important (le dernier "petit âge glaciaire"), on observe des phases de poussée glaciaire : une première vers 1915-1920, une seconde vers 1965-1970, alors qu'une troisième semble s'amorcer en 1977. Entre 1904 et 1962, les niveaux moyens des lignes rouge et bleue ont baissé respectivement de 50 et 110 m. Par analogie avec d'autres grands glaciers alpins, il semble que le volume minimum du glacier ait été atteint en 1964, année de bilan très défavorable.

Si l'on considère l'évolution du glacier depuis 1958 (figure 8), on constate que les niveaux des cinq profils ont augmenté des quantités suivantes :

profil	1 (EDF)	2 (E et F)	4	5	7
Δh	+20.4m	+21.7m	+3.6m	+4.6m	+3.9m

Etant donné qu'aucune onde de crue n'a été décelée en amont des séracs de Lognan il est fort probable que le volume total du glacier a augmenté depuis 1958. Le bilan de masse moyen depuis 1958 a donc été positif, contrairement à celui du glacier de Saint-Sorlin qui a été négatif, ce glacier ayant diminué de volume depuis 1958. Comme nous n'avons étudié que la zone d'ablation du glacier nous ne connaissons pas ce bilan de masse (ou moyenne spatiale du bilan sur toute la surface du glacier). Nous pouvons seulement l'estimer grossièrement en considérant que l'augmentation moyenne des niveaux 4, 5 et 7 représente l'augmentation moyenne de niveau sur tout le glacier : une augmentation de 4 m en 21 ans donne un bilan de masse moyen de + 0.2 m/an. De plus, si le modèle statistique linéaire s'étend à la zone d'accumulation comme c'est le cas au glacier de Saint-Sorlin (Leiva, 1979), les variations centrées du bilan calculées au chapitre précédent pour la zone d'ablation sont aussi les variations centrées du bilan de masse du glacier.

2.3 RÉPONSE DES DIFFÉRENTS PROFILS AUX VARIATIONS DU BILAN DE MASSE A L'ÉCHELLE DE L'ANNÉE

Sur la figure 8 sont portés les bilans de masse centrés b_t cumulés, en supposant nul le bilan moyen 1958-1979. Tous ces b_t sont estimés à partir des b_t du glacier de Saint-Sorlin, avec le facteur correctif 0,79.

En première approximation, on constate que les courbes représentant les niveaux des profils 4, 5 et 7 sont en phase avec celle des bilans cumulés, l'amplitude des fluctuations des niveaux étant supérieure à celle des

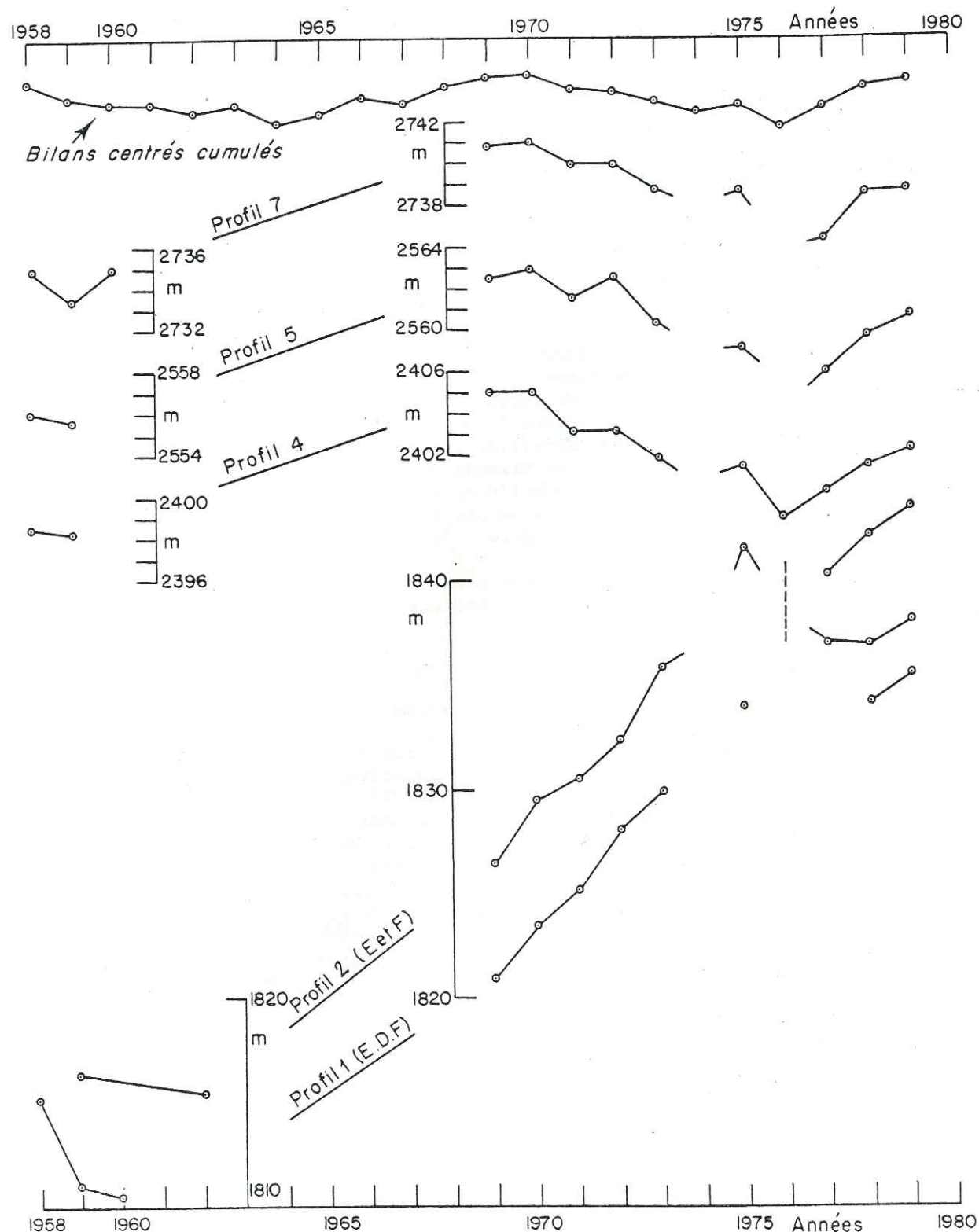


FIG. 8 : Niveaux moyens des profils en travers
et bilans centrés cumulés reconstitués à partir des bilans de
Saint-Sorlin

fluctuations des bilans. Par contre, les courbes des profils situés à l'aval de la chute de Lognan sont déphasés par rapport aux précédentes. Nous diviserons donc le glacier en deux parties séparées par la chute de séracs de Lognan, que nous appellerons le plateau supérieur et la langue terminale (négligeant la petite chute située en aval de la confluence avec le glacier des Rognons et qui ne semble pas empêcher l'analogie entre les 3 profils supérieurs).

Le plateau supérieur réagit donc directement aux fluctuations du bilan en les amplifiant par un facteur 2 à 3. En admettant que toutes les variations de bilan sur les glaciers inclinés supérieurs se transmettent quasi-instantanément sur le plateau peu incliné on explique cette amplification. L'aire du glacier en amont de Lognan est 1300 ha environ, celle du plateau supérieur (jusqu'à la côte 2950 au fond de la vallée), 400 ha environ. L'analogie est frappante avec une retenue hydraulique, qui amplifie les précipitations en captant toutes celles du bassin versant en amont, et qui aussi réagit en bloc, sans ondes de crues se propageant dans la retenue.

Sur la figure 8, quelle que soit la valeur du bilan moyen que l'on doit ajouter tous les ans au bilan centré, les 3 maximums de la courbe des bilans cumulés sont à peu près alignés. Par contre, ceux des courbes de variations de niveau du plateau supérieur ne le sont pas. Il y a vers 1970 un excédant de glace sur le plateau supérieur. Sur la langue terminale, c'est vers 1975 qu'il y a un excédant, car le niveau a atteint un maximum alors que les bilans étaient défavorables. Une onde de crue s'est donc propagée entre 1970 et 1975 du plateau supérieur au profil 2.

2.4 VARIATIONS DE NIVEAU DANS LES SÉRACS DE LOGNAN

Pour la "chute" du glacier d'Argentière (séracs de Lognan), nous disposons actuellement :

a) d'une restitution au 1/20000, avec courbes de niveau tous les deux mètres, d'une prise de vue aérienne effectuée le 31 août 1958. Ce remarquable levé photogrammétrique, sur canevas au sol EDF, a été réalisé par la Société Générale de Photo-Topographie en mai 1966 et sert de fond topographique au document 52EM128.

b) d'une restitution au 1/10000 d'une mission photo aérienne I.G.N. de 1973 (date non précisée sur la carte), avec courbes de niveau tous les 10 m (document 91EM99).

c) d'une restitution très partielle au 1/5000 de la zone amont effectuée par C. Carle, du Laboratoire de Glaciologie, à partir de la couverture terrestre du 16 septembre 1978.

d) le socle rocheux est donné au 1/1000, avec courbes de niveau tous les 5 m, dans le document 72EM149, mis à jour en août 1973. Il faut y ajouter les points reconnus à partir de la galerie de reconnaissance longitudinale amont AR201-AR 203, de côtes 2124,47 en AR 201, 2131,10 en AR 203, 330 m en amont (cette galerie est marquée "galerie à 2120 m" sur les plans).

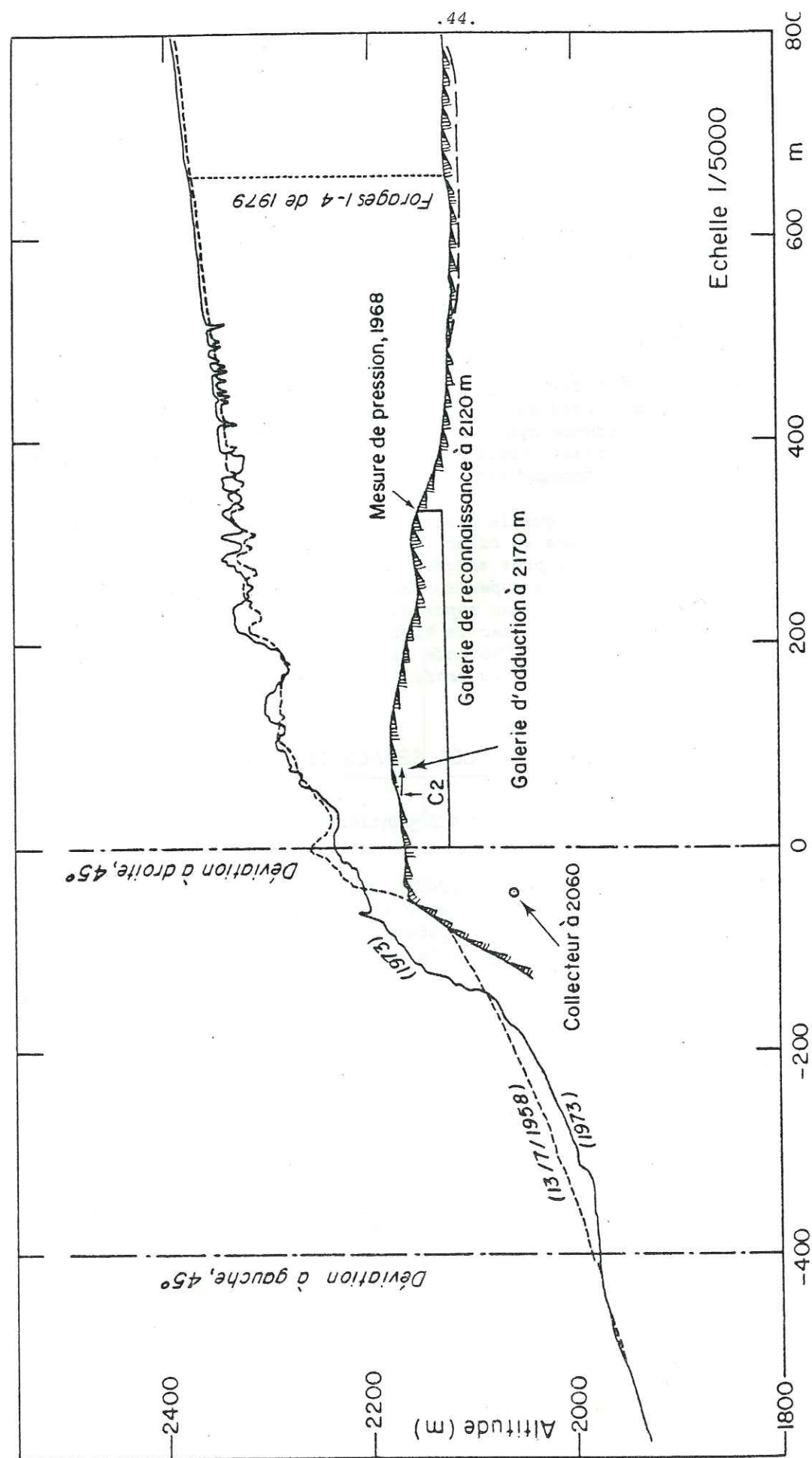


FIG. 9 : Coupe longitudinale du glacier au niveau du verrou de Lognan, en 59 et 73

.45.

La coupe longitudinale des figures 9 et 10 suit l'axe de la galerie AR 201 - AR 203. En aval nous l'avons fait dévier de 45° à droite sur 400 m, de façon à traverser le rognon rocheux et le cône d'avalanche dessous selon la ligne de plus grande pente. Puis elle reprend la direction initiale pour rester à peu près dans l'axe du glacier.

En 1958 le rognon apparaissait. En 1973 il était recouvert par environ 40 m de glace, mais simultanément le niveau s'était abaissé d'environ 20 m au-dessus du rognon et d'autant juste à l'aval avec formation d'un replat (figure 10). Manifestement la coupure du glacier au rognon augmente localement le frottement au-dessus du rognon, et entraîne la formation d'un cône d'avalanches de glace, de pente très régulière, en-dessous. L'apparition du rognon est donc un phénomène perturbateur, modifiant la régularité des fluctuations de niveau aux différents profils.

On ne peut donc comparer valablement que les profils de 1973 et de 1978 (rognon couvert les deux fois). En 1978 le profil 4 était au même niveau qu'en 1973. Dans la zone des larges crevasses transversales il était plus bas d'environ 10 m. Mais cette zone, avec des séracs au profil rectangulaire entre les crevasses, s'étendait 80 m plus vers l'aval.

La décrue observée de 1971 à 1974 au profil 4 a été manifestement la cause de l'apparition brève du rognon en août 1974.

Nous ne pensons pas que le captage de l'eau sous-glaciaire ait joué un rôle quelconque dans ces oscillations, l'eau circulant presque toute l'année à la pression atmosphérique. Mais il est très probable que, par un processus inconnu, ces oscillations permettent ou ne permettent pas au torrent sous-glaciaire principal en rive droite de rejoindre le sillon principal.

Il serait donc utile de restituer avec précision, au 1/2000, toutes les prises de vues aériennes qui ont été faites de façon périodique, entre les courbes de niveau 1950 et 2400, ou plus simplement certains profils longitudinaux fixes (le Laboratoire de Glaciologie dispose depuis peu du matériel de restitution analytique permettant ce travail).

Nos profils, tracés avec minutie (le profil très précis de 1958 en particulier), réduisent à néant les affirmations de Vivian (1975) selon qui les séracs coulissent verticalement les uns par rapport aux autres, grâce à des crevasses de 50 m de profondeur, puis après une "grande crevasse" de 100 m de profondeur (cf. son croquis, reproduit sur la figure 10), basculeraient vers l'aval. En réalité les séracs, plus rigides car soumis à des contraintes plus faibles, sont transportés horizontalement, passivement sur une glace plus fluide en-dessous, et s'écartent progressivement les uns des autres. Victimes de l'ablation et d'éboulements partiels, ils s'amenuisent et disparaissent après une dernière grande falaise de glace (210 m en amont de AR 201 en 1958, 130 m seulement en 1973 et 1978).

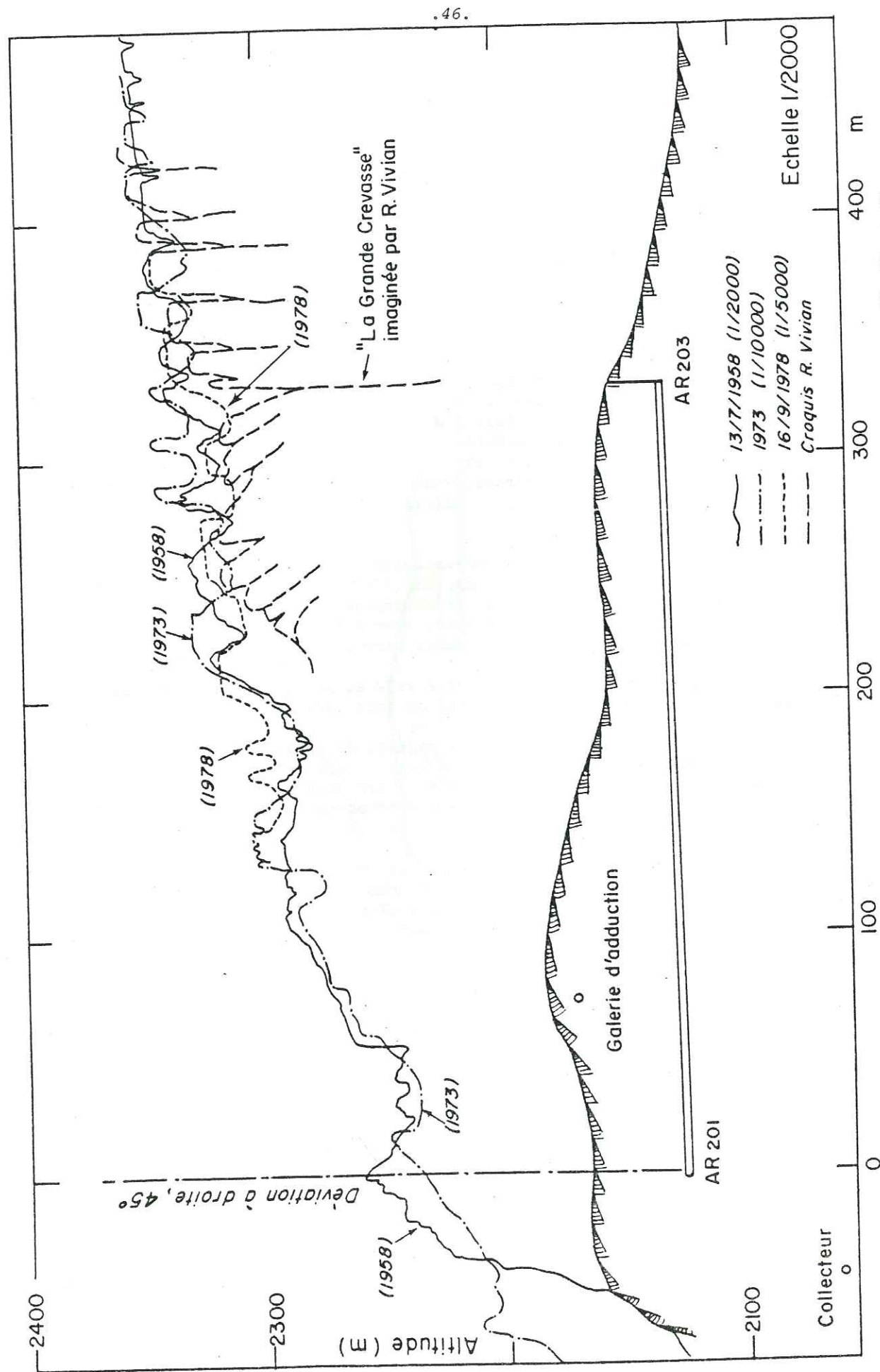


FIG. 10 : Coupe longitudinale du glacier au niveau du verrou de Lognan, en 58, 73 et 78

2.5 MÉCANISME DE FORMATION DE L'ONDE DE CRUE

Comme le suggère la courbe des bilans centrés cumulés de la figure 8 (qui doit être inclinée d'environ 0.2 m/an pour représenter le volume du glacier), l'épaisseur minimale du glacier a dû être atteinte en 1964. A cette époque, la vitesse devait être plus faible que maintenant notamment au verrou de Lognan où le rognon était visible. Elle devait être trop faible pour pouvoir évacuer les masses de glace consécutives à la remontée du niveau entre 1965 et 1970. Ces masses se seraient donc accumulées à l'amont du verrou pour atteindre en 1970 un niveau critique. Il y aurait eu alors une sorte de "foirage" provoquant l'onde de crue, le verrou disparaissant alors pour réapparaître brièvement en 1974 après le passage de l'onde. Il semble que maintenant la vitesse se soit réajustée au niveau actuel du glacier et que la glace s'évacue normalement sans accumulation à l'amont du verrou.

Ce mécanisme ne prétend pas expliquer les ondes de crue mises en évidence sur d'autres glaciers ou sur le Glacier d'Argentières au début du siècle, notamment par S. Martin (1977) et L. Reynaud (1977). Ces auteurs ont travaillé sur des données dont les deux tiers sont antérieurs à 1935, le reste étant postérieur à 1948. Or le glacier est nettement moins épais depuis 1948 qu'il ne l'était avant 1935.

3 - VITESSES ANNUELLES EN SURFACE

3.1 CALCUL DES VITESSES EN SURFACE

Les coordonnées en x y z (Lambert) des balises aux dates des différents relevés figurent dans les tableaux des résultats bruts du chapitre 1. Les déplacements des balises sont visibles sur les plans accompagnant ces tableaux. Ces déplacements étant à peu près rectilignes, nous confondrons pour des périodes voisines d'une année (exceptionnellement de deux ou trois) la vitesse moyenne et le déplacement ramené à l'année, que parfois nous appellerons simplement vitesse commettant ainsi un abus de langage pour les mécaniciens. Pour étudier la répartition spatio-temporelle des vitesses annuelles, nous nous sommes placés pour chaque zone étudiée dans un nouveau repère O X Y Z tel que l'axe OX corresponde à la direction moyenne de l'écoulement, OY étant transversal à celui-ci (de la rive droite vers la rive gauche) et OZ vertical. Pour la ligne 4, la direction OX a d'abord été déterminée visuellement, puis par le calcul. Les deux valeurs obtenues étant pratiquement égales, nous nous sommes contentés pour les autres lignes d'une détermination visuelle. Les paramètres des changements de repère se trouvent dans l'annexe.

Pour les 4 balises de la ligne 1, plantées en 1975, les vitesses ont été calculées de juin 1975 à juin 1976. Toutes les autres vitesses correspondent à des déplacements de septembre à septembre (à l'exception de quelques relevés de 1976 effectués le 20 ou le 30 août).

Dans les tableaux suivants figurent l'année, les coordonnées X et Y du point milieu du déplacement, les composantes suivant X Y et Z de la vitesse, et le numéro de la balise utilisée. Les déplacements correspondent au pied de la balise, enfoui de quelques mètres dans la glace. En plus des balises d'ablation, figurent 6 balises plantées en 1977 pour l'étude des variations saisonnières de vitesse.

Dans les paragraphes qui suivent, nous n'étudierons que la composante longitudinale U de la vitesse.

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
75/76	438.08	383.96	87.05	17.42	6.48	20
75/76	448.30	312.64	109.48	- 5.10	1.93	3
75/76	445.84	216.72	107.25	- 3.47	- 4.63	4
75/76	437.34	163.29	96.03	- 2.05	- 5.08	5

LIGNE 1 (plantées en 75)*

* vitesses calculées de juin 75 à juin 76

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
75/76	137.23	111.16	98.80	- 4.20	-19.11	6
76/77	228.64	109.36	82.86	.66	- 9.52	6
75/76	189.14	186.40	108.88	- 1.69	-17.02	7
76/77	289.65	185.45	90.86	- .19	-11.35	7
75/76	211.57	244.16	108.30	1.11	-15.94	8
75/76	200.71	327.52	106.78	5.47	-15.16	9
76/77	298.79	330.35	88.10	.11	- 6.36	9
75/76	188.56	396.03	94.34	13.08	-19.44	10

LIGNE 2 (plantées en 75)

.52.

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
76/77	342.48	124.33	86.49	.20	-1.66	110
76/77	426.21	252.14	93.75	-3.93	-4.67	14

LIGNE 1 (plantées en 76)

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
77/78	258.06	399.46	77.44	3.89	1.35	1
77/78	243.09	319.09	90.30	3.76	-1.48	3
77/78	235.75	254.14	91.68	1.05	-2.87	4
77/78	229.54	208.77	91.37	.48	-3.32	5
77/78	229.89	161.50	88.94	- .48	-3.64	6
77/78	225.69	88.26	62.63	-2.68	1.59	7

LIGNE 2 (plantées en 77)

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
78/79	184.90	377.04	98.29	10.51	-11.95	1
78/79	161.46	351.58	106.14	9.65	-13.45	2
78/79	200.74	312.93	104.41	6.23	- 8.35	3
78/79	210.65	198.80	102.91	.45	- 7.49	5
78/79	192.66	160.02	101.45	- .20	- 6.50	6
78/79	175.79	104.40	88.14	- 2.16	- 9.36	7

LIGNE 2 (plantées en 78)

.53.

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
75/76	311.12	205.74	105.73	3.49	- 1.00	1
75/76	350.46	299.88	112.50	2.10	- 6.82	2
75/76	358.36	382.48	111.83	.77	- 7.21	3
76/77	469.79	383.09	112.16	.47	-11.92	3
77/78	584.86	383.24	114.59	- .21	-11.85	3
75/76	365.57	466.75	110.27	.33	- 6.22	4
76/77	475.14	466.28	110.02	-1.20	- 9.67	4
77/78	588.22	465.58	112.83	- .14	- 9.59	4
75/76	369.84	546.91	103.18	-1.41	- 4.10	5
76/77	473.35	546.04	104.80	- .40	- 6.70	5
77/78	580.71	546.16	106.75	.67	- 9.16	5
76/77	640.08	696.37	23.38	.77	- 1.31	6
77/78	663.00	696.48	21.70	- .60	6.29	6
75/77	342.53	754.32	7.71	1.65	2.34	8
78/79	685.47	696.86	23.39	1.34	- 1.84	6

LIGNE 4 (plantées en 75)

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
76/77	48.40	123.98	80.03	-19.06	- 6.62	1
77/78	123.94	113.92	72.58	- 1.03	1.18	1
76/77	84.95	207.74	101.40	-11.83	.62	2
76/78	186.48	299.09	111.13	- .81	- .27	3
76/77	168.03	374.59	109.79	- .18	- 1.25	4
77/78	277.48	375.34	111.49	1.74	- 3.58	4
76/77	159.82	465.56	106.05	- .11	- 2.66	5
76/77	165.48	555.42	97.26	- .23	- 2.15	6
76/77	153.92	649.65	70.46	1.15	1.67	7
78/79	356.53	299.35	119.93	2.12	- 7.97	3
78/79	391.95	376.70	119.71	1.02	-10.19	4
77/79	324.79	464.63	112.90	- 0.88		5
77/79	317.61	553.18	104.39	- 2.14		6

LIGNE 4 (plantées en 76)

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
77/78	344.44	202.33	108.83	4.04	- 3.14	1
77/78	355.06	266.84	113.15	3.31	- 6.35	2
77/78	368.78	378.25	113.15	1.90	- 8.20	3
77/78	377.95	463.31	111.00	0.14		4
77/78	407.02	568.85	102.42	- 2.63	- 3.64	5
77/78	429.12	651.59	68.01	.82	- 4.86	6
78/79	455.69	205.36	115.89	2.11	-12.47	1
78/79	470.08	268.99	119.20	1.05	-14.07	2
78/79	484.35	379.05	120.29	- .27	-13.67	3
78/79	491.56	464.04	118.48	- .67	-11.79	4
78/79	512.24	567.54	110.10	- .05	- 8.95	5
78/79	499.43	652.46	73.06	..92	- 7.49	6

LIGNE 4 (plantées en 77)

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
77/78	617.00	177.40	101.03	4.82	- 5.53	8
77/78	609.59	221.56	110.66	3.76	- 9.11	7
77/78	577.96	264.63	112.81	2.36	-12.28	6
77/78	562.54	348.69	113.58	.40	-13.00	5
77/78	547.46	462.03	112.34	- .44	-10.51	4
77/78	586.42	659.25	58.08	.68	- 4.66	2

LIGNE 4 (plantées en 77 - variations de vitesse)

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
77/78	66.29	44.14	54.14	5.15	- .09	1
77/78	86.44	121.75	70.36	6.81	- 1.11	2
77/78	96.33	187.39	75.75	6.39	- 1.96	3
77/78	110.07	267.57	80.64	4.46	- 2.66	4
77/78	126.09	357.56	85.68	- .07	- 2.37	5
77/78	141.56	436.66	87.03	- 5.51	- 1.90	6
77/78	155.91	517.44	84.09	-11.39	- 1.24	7
77/78	159.41	609.81	69.57	-17.73	- 1.91	8
77/78	161.58	699.63	46.28	-25.87	- 3.73	9
77/78	232.21	751.15	29.86	-21.30	- 4.96	10
77/78	286.44	783.88	19.43	-12.24	- 4.36	11
78/79	120.05	49.05	54.45	4.58	.22	1
78/79	158.47	128.67	74.60	7.12	.03	2
78/79	174.52	193.59	81.59	6.09	- 2.12	3
78/79	194.66	271.21	89.56	2.87	- 3.35	4
78/79	216.34	355.91	95.89	- 3.20	- 3.20	5
78/79	233.27	429.98	97.48	- 7.91	- 3.40	6
78/79	244.72	506.31	94.59	-11.03	- 3.22	7
78/79	234.57	593.84	81.61	-14.45	- 3.53	8

LIGNE 5 (plantées en 77)

.56.

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
75/76	57.24	44.74	55.64	4.92	- 1.37	1
76/77	109.48	49.63	49.83	4.94	.12	1
77/78	160.15	55.22	52.75	6.39	1.38	1
75/76	75.61	133.66	72.26	6.30	- 3.50	2
76/77	145.52	140.20	68.88	6.89	- .28	2
77/78	217.12	147.69	76.11	8.29	- .64	2
75/76	87.62	224.00	77.29	5.53	- 2.85	3
76/77	163.50	229.84	75.89	6.27	- 3.02	3
75/76	99.35	310.67	81.99	3.02	- 2.98	4
76/77	180.53	313.30	81.88	2.29	- 3.78	4
77/78	267.47	315.27	94.18	1.70	- 3.56	4
75/76	109.39	391.58	84.09	- 1.43	- 2.38	5
76/77	193.74	389.52	86.18	- 2.74	- 3.31	5
77/78	283.23	387.13	95.04	- 2.09	- 3.19	5
75/76	118.25	474.57	83.47	- 8.09	- 1.60	6
76/77	201.55	466.91	84.70	- 7.37	- 3.15	6
77/78	289.97	460.18	94.34	- 6.24	- 2.48	6
75/76	123.00	555.67	75.63	-14.38	- 1.30	7
76/77	199.07	543.24	77.94	-10.73	- 2.55	7
77/78	280.82	533.65	87.60	- 8.68	- 3.07	7
75/76	145.26	635.29	60.80	-22.51	- 2.61	8
76/77	207.25	616.95	64.35	-14.53	- 3.29	8
77/78	276.33	604.28	75.56	-11.11	- 3.16	8
78/79	356.85	594.59	86.42	- 8.43	- 3.24	8
75/76	185.77	690.51	47.53	-23.62	- 4.96	9
76/77	234.59	670.94	51.02	-15.91	- 4.47	9
77/78	289.85	656.82	60.90	-12.65	- 1.21	9
75/77	278.05	708.51	40.15	-15.19	- 4.74	10
77/78	343.61	688.51	52.47	-10.06	- 1.33	10
75/76	315.59	745.84	28.65	-12.55	- 5.13	11
76/77	343.56	736.45	27.80	- 6.42	- 4.94	11
77/78	372.97	731.92	31.77	- 2.73	- 4.69	11

LIGNE 5 (plantées en 75)

.57.

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
75/76	224.47	959.71	50.45	- 8.60	- 8.42	1
75/76	226.18	846.21	67.66	- 5.64	- 6.64	2
75/76	223.93	706.96	76.07	- 3.47	- 6.45	3
76/79	377.34	683.58	77.34	-14.24		3
75/76	222.87	580.77	76.40	- .54	- 6.39	4
76/77	297.87	577.56	74.32	- 5.53	- 8.16	4
77/79	416.67	558.49	79.45	-16.23		4
75/76	215.39	468.50	71.79	4.46	- 6.18	5
75/76	214.64	372.84	61.15	5.90	- 4.35	6
76/77	275.62	375.85	61.28	.55	- 6.62	6
76/77	119.83	245.02	25.81	6.08	.24	70
77/78	147.98	254.56	29.11	12.76	.67	70
78/79	176.14	258.48	27.51	- 4.71	- 2.36	70
75/77	256.96	273.03	35.23	1.87	- 2.51	7

LIGNE 6 (plantées en 75)

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
77/78	228.13	498.17	75.41	1.58	- 6.17	4
77/78	222.47	405.14	68.99	12.70	- 4.54	5
77/78	211.15	334.38	54.66	13.25	- 1.93	6
77/78	148.69	253.14	28.20	12.29	1.02	7
78/79	305.21	496.15	79.52	- 5.59	- 9.92	4
78/79	291.95	406.61	70.68	- 9.53	- 8.86	5
78/79	266.26	338.11	56.12	- 5.56	- 5.05	6

LIGNE 6 (plantées en 77)

ANNEE	X	Y	U	V	W	N
75/76	104.96	233.31	33.72	.56	- 4.80	1
75/76	132.53	378.57	54.80	.44	- 5.76	2
76/77	185.52	378.64	51.82	- .25	.68	2
77/78	242.56	379.35	59.51	1.72	-10.51	2
78/79	297.51	377.89	51.18	- 4.62	- 6.08	2
75/76	147.14	498.20	56.65	- .03	- 3.98	3
75/76	156.81	582.30	56.98	- .54	- 3.75	4
75/76	168.39	685.87	56.45	- 2.06	- 4.21	5
75/76	177.12	779.26	53.28	- 3.75	- 5.25	6

LIGNE 7 (plantées en 75)

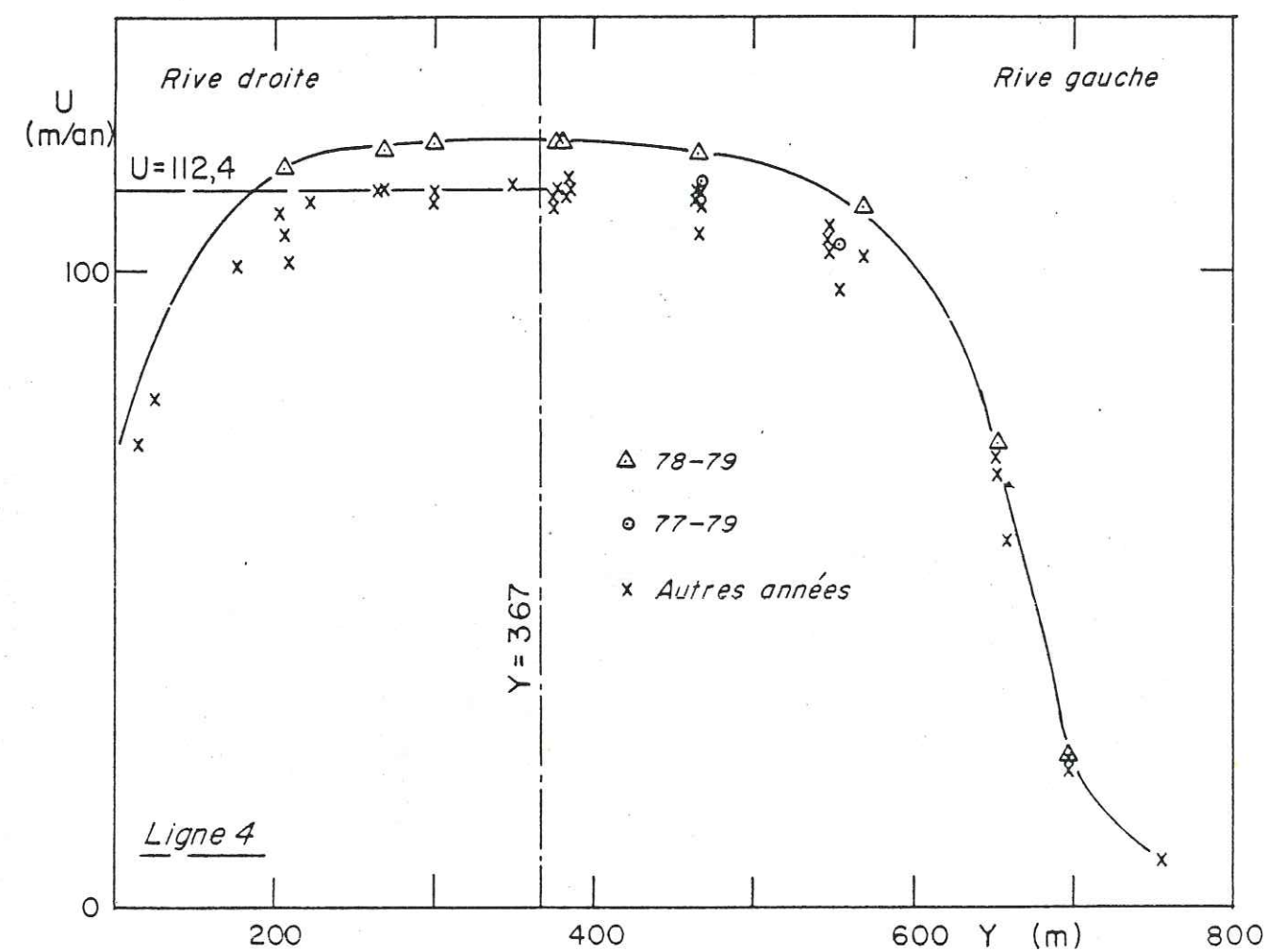


FIG. 11 : Vitesses observées à la ligne 4

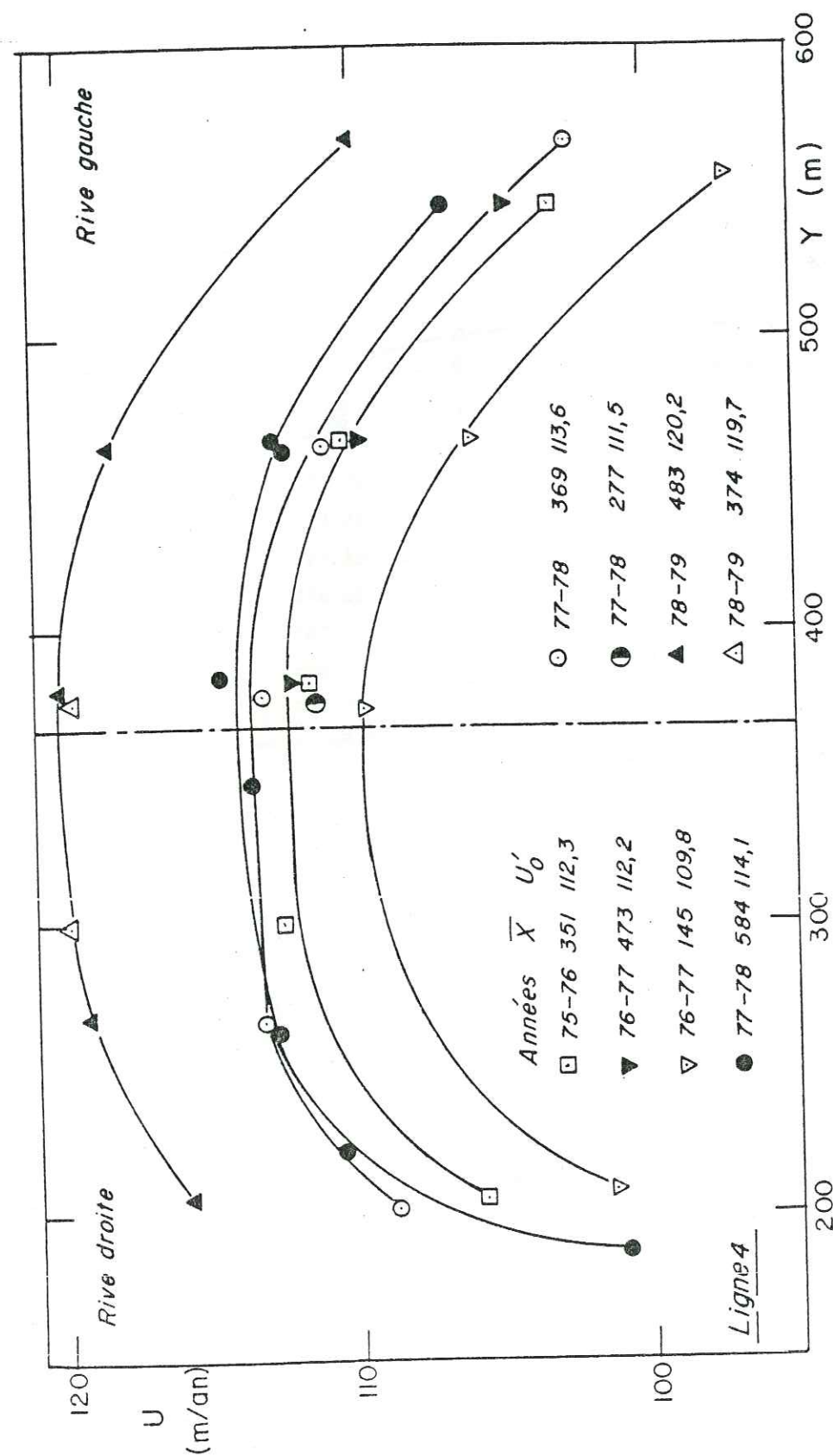


FIG. 12 : Vitesses annuelles mesurées à la ligne 4 (zone centrale)

3.2 ETUDE STATISTIQUE DE LA RÉPARTITION SPATIO-TEMPORELLE DES VITESSES À LA LIGNE 4

a) Détermination de l'axe longitudinal OX

Le choix de la direction de l'axe longitudinal OX a d'abord été effectué visuellement sur une carte des déplacements des balises. L'angle $E = (OY, OX)$ mesuré était de 263.3 ± 0.5 grades. En vue d'une détermination plus précise nous avons ensuite calculé pour différentes valeurs de l'angle E la somme S des carrés des vitesses perpendiculairement à OX.

E	262	262.5	263	263.1	263.2	263.3
S	750.24	666.02	622.95	619.28	617.25	616.87
E	263.4	263.5	263.6	263.7	263.8	264
S	618.13	621.04	625.60	631.80	639.65	660.29

S est minimum pour $E = 263.3$ gr. La moyenne des valeurs absolues des vitesses transversales est alors de 2.2 m/an.

b) Position du problème

On a la vitesse longitudinale U en fonction de 3 variables : X et Y variables continues, et t variable discrète. Toutes les vitesses mesurées sont représentées en fonction de Y sur la figure 11, où seules les vitesses de 78-79, nettement plus élevées, figurent avec un symbole différent. Pour plus de clarté, nous n'avons représenté sur la figure 12 que la zone centrale du glacier où les vitesses sont supérieures à 95 m/an et nous avons supprimé les valeurs correspondant à une période de 2 ans. Les 33 observations ont été divisées en 8 groupes correspondant chacun à une même valeur de t et à des valeurs voisines de X . La moyenne \bar{X} de ces valeurs est indiquée sur la figure 12 avec l'année et le symbole correspondant à chaque groupe. On a tracé pour quelques-uns de ces groupes une courbe $U_{X,t}(Y)$. Il faut a priori adopter une forme pour la fonction $U(X, Y, t)$. On la choisira simple, mais on ajoutera un résidu aléatoire $r(X, Y, t)$ dû aux erreurs de mesure et au lissage qu'introduit le choix d'une fonction simple.

c) Modèle linéaire

Comme en première approximation les courbes de la figure 12 ont des formes voisines et sont simplement translatées verticalement les unes par rapport aux autres, on choisit un modèle statistique linéaire :

$$U(X, Y, t) = u(Y) + aX + v_t + r(X, Y, t)$$

Au lieu de chercher à représenter $u(Y)$ par un polynôme, il est plus simple de discrétiser Y . Mais il faut que du/dY soit petit, et donc ne considérer que la zone centrale. Le modèle devient alors :

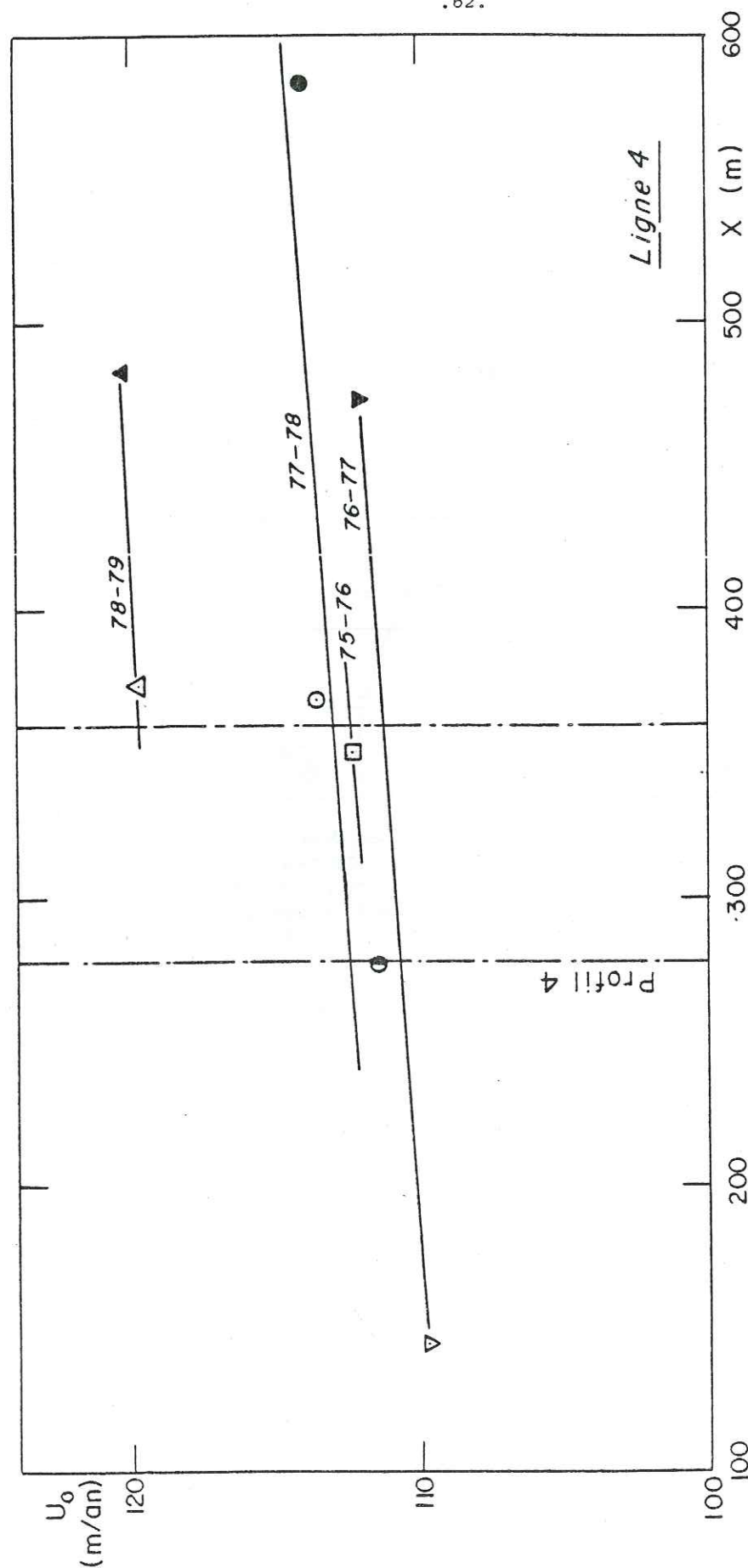


FIG. 13 : Vitesses centrales à la ligne 4 suivant l'axe longitudinal du glacier

$$U_{jti} = u(Y_j) + v_t + aX_i + r_{jti}$$

$$\text{De plus on se donne } \sum_{t=1}^4 v_t = 0.$$

Nous disposons, pour ajuster ce modèle par la méthode des moindres carrés, de 20 observations correspondant à 4 valeurs de Y . Le plan d'expérience se trouve dans l'annexe. Une fois estimés les termes v_t et le coefficient a , $u(Y_i)$ a été estimé pour d'autres valeurs de Y . Les résultats sont les suivants :

$$a = \partial U / \partial X = 0.0085 \text{ an}^{-1} = 0.85 \text{ m.an}^{-1} / 100 \text{ m}$$

t	1975-76	1976-77	1977-78	1978-79
v_t	-1.72	-2.87	-0.96	+5.54
Y_j	266.8 ± 2.2	299.6 ± 0.3	379.1 ± 4.1	464.8 ± 2.8
n_j	3	2	8	7
$u(Y_j)$	109.86	111.29	110.73	108.60

Valeurs calculées ensuite :

Y_j	205.3 ± 3	546.4 ± 0.5	568.2 ± 0.7	652.0 ± 0.4
n_j	4	3	2	3
$u(Y_j)$	105.41	102.72	100.05	64.29

Ecart-type résiduel :

$$\sigma = 0.74 \text{ m/an}$$

La table des résidus se trouve dans l'annexe.

Les variations interannuelles de vitesses ainsi obtenues correspondent à 0.2 m/an près à celles obtenues graphiquement de la manière suivante : pour chaque groupe d'observation, nous avons estimé la valeur U_0 de la vitesse au centre du glacier (figure 12). Nous avons ensuite porté les valeurs obtenues en fonction de X sur la figure 13, et estimé pour une même valeur de X les vitesses centrales aux différentes années. Ces valeurs sont portées sur la figure 19 (cf. § 3.6). Par contre le gradient de vitesse calculé a est supérieur d'environ 0.002 an^{-1} à la pente moyenne des droites de la figure 13. Mais cette figure ne contredit pas le modèle linéaire utilisé.

d) Validité du modèle linéaire

L'écart-type résiduel de 0.74 m/an s'explique en partie par les erreurs commises sur la vitesse. Outre les erreurs de topographie, n'excédant pas le décimètre, les défauts de verticalité des balises entraînent des erreurs sur les déplacements (une inclinaison de 0.1 radians donne une erreur de 0.10 m par mètre d'ablation). L'erreur sur la vitesse est donc, à la ligne 4, de l'ordre de 0.5 m/an mais elle n'explique pas totalement l'écart-type de 0.74 m/an qui est dû aussi à l'inadéquation du modèle linéaire : en observant en détail la figure 12 on s'aperçoit que pour $350 < X < 380 \text{ m}$ le maximum de

la vitesse n'est pas au centre de l'écoulement, mais se trouve décalé vers la rive droite (vers la gauche sur la figure). Pour $X > 470$ m, le maximum est au contraire décalé vers la rive gauche (vers la droite sur la figure). Ce passage du maximum de vitesse de la droite vers la gauche de l'écoulement lorsque X augmente est dû à la topographie sous-glaciaire. De plus, les courbes $U_{X,t}(Y)$ de la figure 12, même lissées, n'ont pas exactement la même forme (voir § 3.2.g). Néanmoins le modèle statistique linéaire proposé peut être considéré comme satisfaisant.

e) Interprétation

Aux variations importantes des vitesses en surface observées dans la zone de la ligne 4, ne correspondent pas de variations importantes de la déformation du glacier en surface. L'augmentation importante observée en 78-79 peut être due à une déformation en profondeur plus importante ou à une augmentation de la vitesse de glissement.

f) Recherche d'une expression analytique pour $U(Y)$

Cette étude, effectuée au début 1979, ne porte que sur les mesures de 1975 à 1978. Les courbes des figures 11 et 12 pouvant en première approximation, être considérées comme symétriques, nous avons adopté pour $U(X, Y, t)$ la forme suivante non linéaire :

$$U(X, Y, t) = U_0(X, t) - C(X, t) |Y - Y_0|^m + r(X, Y, t)$$

Comme la grande variabilité de U est surtout due à Y , nous avons d'abord cherché une relation du type $U(Y) = \bar{U}_0 - \bar{C} |Y - Y_0|^m + r(X, Y, t)$, faisant entrer l'influence de X et de t dans le résidu aléatoire. Une régression linéaire entre U et $|Y - Y_0|^m$ a été effectuée pour différentes valeurs de Y_0 et m , sur les 34 observations disponibles (représentées par des croix sur la figure 11).

Les différents coefficients de corrélation obtenus se trouvent dans l'annexe ainsi que quelques écart-types résiduels portés entre parenthèses. Le coefficient de corrélation le plus élevé a été obtenu pour la relation suivante :

$$U = 114.2 - 6.9 |Y - 368|^{2.80}$$

L'écart-type résiduel, de 5.7 m/an, est dû principalement à l'influence de X et de T et à l'inadéquation du modèle, qui est flagrante près des rives. En effet les courbes de vitesse présentent souvent près des rives un point d'inflexion, comme sur la figure 11 près de la rive gauche. Les résidus les plus importants (supérieurs à 10 m/an) correspondent effectivement aux balises 6 et 8 les plus proches des rives. Une nouvelle régression a donc été effectuée sur 26 observations. Les résultats détaillés se trouvent dans l'annexe. La meilleure relation obtenue est la suivante :

$$U = 112.4 - 0.9 |Y - 367|^{3.1}$$

Le sommet de la courbe correspondante est porté sur la figure 11. L'écart-type résiduel n'est plus que de 2.4 m/an.

Une fois estimés les paramètres Y_0 et m du modèle

$$U(X, Y, t) = U_0(X, t) - C(X, t) |Y - Y_0|^m + r(X, Y, t)$$

on a cherché les valeurs que prennent U_0 et C pour les différentes valeurs de X et t . Pour cela, des régressions linéaires entre U et $(Y - Y_0)^m$ ont été effectuées sur les cinq premiers groupes d'observations de la figure 12. Les résultats de ces régressions sont résumés dans le tableau suivant (ils se trouvent en détail dans l'annexe). Pour chaque groupe figurent le nombre d'observations N , la vitesse au centre U_0 et le coefficient de régression C , leurs écart-types σ_{U_0} et σ_C , l'écart-type résiduel σ , la vitesse au centre U'_0 déterminée graphiquement et le X moyen du groupe.

symbole utilisé	●	□	▼	▽	○
balises plantées en	75 et 77	75	75	76	77
vitesse calculées pour	77-78	75-76	76-77	76-77	77-78
N	8	5	3	4	4
U_0	114.34	112.17	111.70	108.72	113.93
C	0.978	0.923	0.725	1.044	0.790
σ_{U_0}	0.63	0.34	0.56	0.84	0.64
σ_C	0.111	0.062	0.100	0.126	0.083
σ	1.32	0.54	0.73	1.13	0.91
U'_0	114.1	112.3	112.2	109.8	113.6
\bar{X}	583.54	351.07	472.76	144.57	368.83

En ce qui concerne la détermination de la vitesse au centre, les résultats obtenus graphiquement et statistiquement sont assez proches.

g) Validité du modèle et interprétation mécanique

L'écart-type résiduel, de l'ordre de 1 m/an, est plus grand que celui du modèle linéaire. Il est dû aux erreurs sur la vitesse et à l'inadéquation d'une fonction symétrique en Y .

Statistiquement, les coefficients C peuvent être considérés comme très légèrement différents entre les 5 groupes d'observations. Par contre les vitesses centrales U_0 diffèrent très nettement d'un groupe à l'autre.

Pour interpréter l'expression analytique adoptée pour $U(Y)$, il est nécessaire de rappeler la loi de comportement de la glace (loi de Glen) qui relie la cisssion effective τ à la vitesse de cisaillement effective $\dot{\gamma}$:

$$\dot{\gamma} = B \cdot \tau^n \quad \text{avec } n \sim 3$$

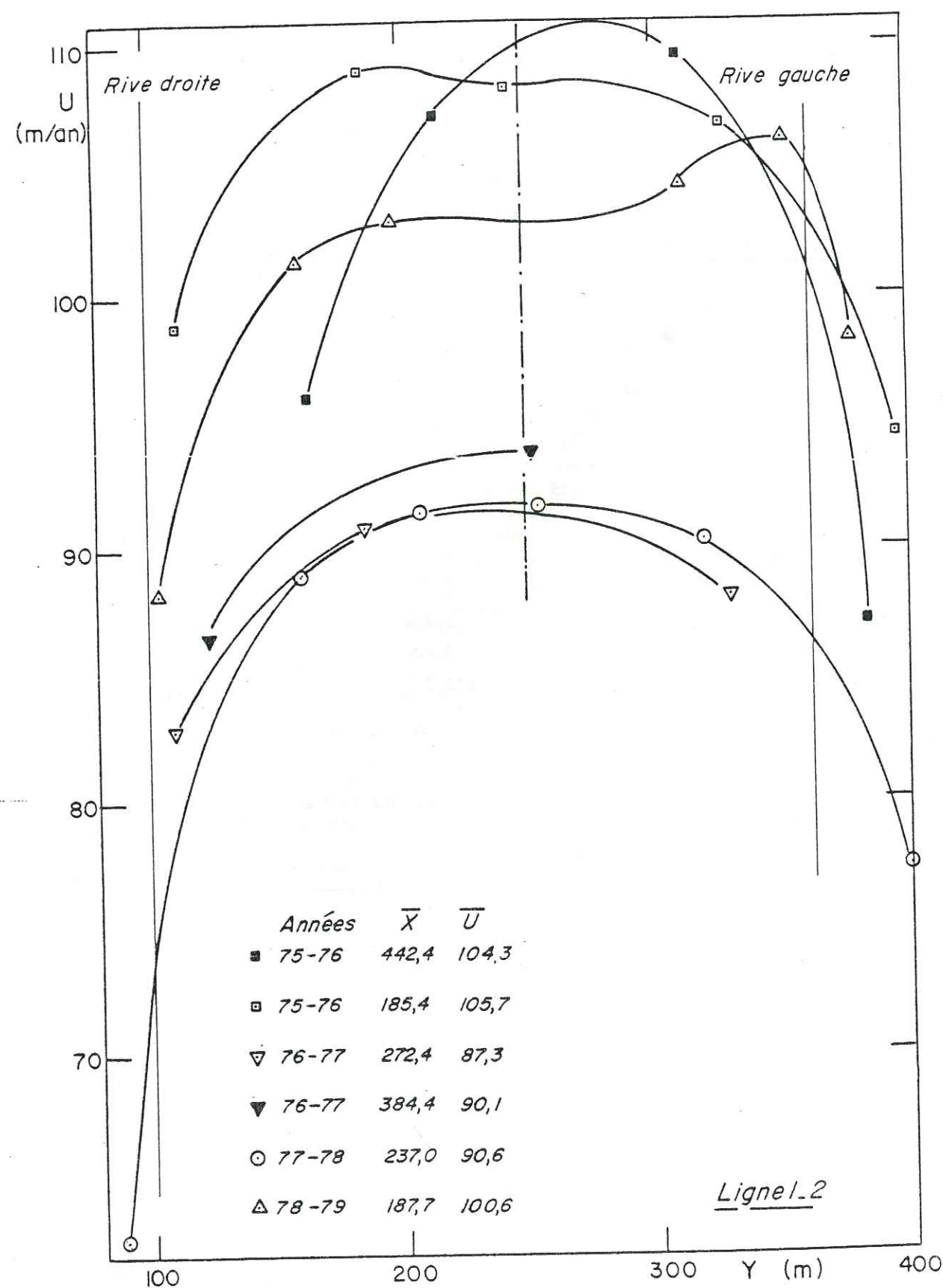


FIG. 14 : Vitesses annuelles mesurées aux lignes 1 et 2

Dans le cas d'un écoulement à vitesses parallèles et à symétrie de révolution dans un chenal cylindrique de section semi-circulaire, la répartition des vitesses à la surface est donnée par :

$$U(Y) = U_0 - \frac{B}{n+1} \left(\frac{\rho g \sin \alpha}{2} \right)^n (Y - Y_0)^{n+1}$$

où ρ est la masse volumique de la glace
 g la constante de la pesanteur
 et α la pente de la surface de la glace

Si la section est quelconque, on introduit un facteur de forme f et l'expression devient :

$$U(Y) = U_0 - \frac{B}{n+1} (f \rho g \sin \alpha)^n (Y - Y_0)^{n+1}$$

Le paramètre m du modèle :

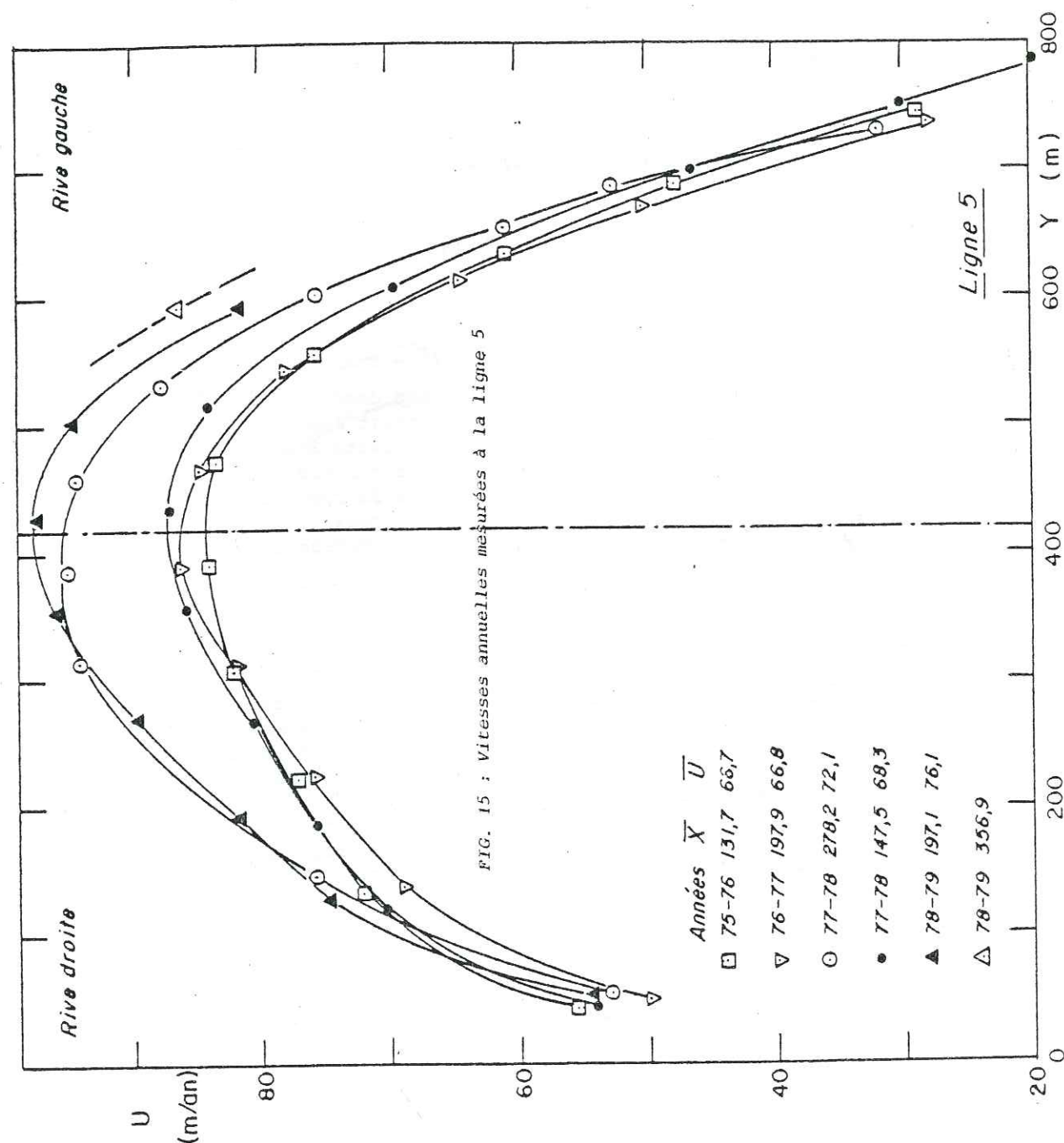
$$U(X, Y, t) = U_0(X, t) - C(X, t) |Y - Y_0|^m + r(X, Y, t)$$

peut donc être interprété comme $(n+1)$. Il est donc normal qu'il ne dépende pas de X et de t . La valeur obtenue $m = 3.1$ conduit alors à $n = 2.1$ pour la loi de Glen. Le coefficient C dépend des coefficients B et n de la loi de Glen, mais aussi par le facteur de forme f du profil transversal du lit rocheux qui varie avec X . Les petites variations du coefficient C s'expliquent donc par la variation avec X du profil du lit rocheux. Quant à la vitesse U_0 au centre de l'écoulement, elle est due à la déformation du glacier en profondeur et au glissement du glacier sur son lit.

3.3 VITESSES AUX LIGNES 1 ET 2

Les vitesses mesurées aux lignes 1 et 2 sont représentées en fonction de Y sur la figure 14. Pour $X > 230$ m, les courbes de répartition transversale des vitesses sont à peu près symétriques avec un maximum central. Pour $X = 185$ m, la courbe de 75-76 présente un maximum décalé vers la rive droite tandis que celle de 78-79 présente un maximum décalé vers la rive gauche. Dans cette zone la topographie de la surface glaciaire est assez irrégulière et les balises correspondant aux vitesses les plus grandes se trouvent aux altitudes les plus élevées. Mais ceci ne suffit pas à expliquer une telle différence.

L'étude des variations interannuelles des vitesses est plus délicate qu'à la ligne 4 car les formes des courbes sont très différentes. Les vitesses dues à la déformation semblent varier beaucoup plus, non seulement avec X mais aussi d'une année à l'autre. Dans ces conditions, la meilleure méthode pour comparer les différentes années est de calculer pour chaque courbe la vitesse moyenne \bar{U} par la méthode des trapèzes. Mais, notre plan d'expérience étant incomplet, les valeurs ainsi obtenues sont trop biaisées. Nous nous sommes donc limités à la zone $100 < Y < 360$ m et nous avons fait pour chaque groupe d'observations la moyenne arithmétique \bar{U} des vitesses. Mais les valeurs de 76-77 et 77-78 sont encore trop biaisées. Au vu de la figure 14, il est préférable de considérer que les groupes de symboles ▽ et ○ ont une moyenne égale à 87.3 et que le groupe de symbole ▼ a une moyenne supérieure de 2 m/an à la précédente. Les valeurs \bar{U} sont portées en fonction de X sur la figure 19.a. Les vitesses les plus élevées sont en 75-76, puis 78-79. Elles sont nettement plus faibles pour les deux autres années que l'on ne peut pas différencier. Ces résultats sont portés sur la figure 19.



3.4 VITESSES À LA LIGNE 5

Les vitesses à la ligne 5 sont représentées en fonction de Y sur la figure 15. Les courbes présentent un maximum central mais sont nettement asymétriques. La vitesse due à la déformation du glacier varie sensiblement avec X et d'une année à l'autre. En 77-78, la déformation du glacier est beaucoup plus importante à l'aval ($X = 278.2$ m) qu'à l'amont ($X = 147.5$ m). Cette augmentation de la vitesse avec X correspond à un retrécissement du glacier et à une augmentation de la pente de la surface. Pour $X = 197-198$ m, la déformation est beaucoup plus importante en 78-79 qu'en 76-77 et la vitesse près des rives semble avoir beaucoup moins varié que la vitesse au centre. La variation importante entre ces deux années semble donc plutôt due à la déformation du glacier qu'au glissement, contrairement à ce qui se passe à la ligne 4. Signalons à ce sujet que l'épaisseur de glace est de l'ordre de 300 m à la ligne 5 contre 200 m à la ligne 4, et que dans les zones de mesures de vitesses la pente de la surface est plus forte à la ligne 5 qu'à la ligne 4.

Pour comparer les différentes années, nous avons calculé la moyenne arithmétique des vitesses pour chaque groupe sauf pour celui des vitesses 78-79 qui est incomplet (la balise 11 plantée en 77 n'a pas été prise en compte). Pour le situer par rapport aux autres nous avons comparé les moyennes partielles 77-78 et 78-79 des vitesses aux mêmes balises (plantées en 77). On trouve ainsi une différence de $83.7 - 75.9 = 7.8$ m/an entre les deux moyennes partielles. La valeur \bar{U} adoptée pour 78-79 est donc : $68.3 + 7.8 = 76.1$ m/an. Les valeurs \bar{U} sont portées en fonction de X sur la figure 18.b. En supposant que le gradient dU/dX ne varie pas trop dans cette zone, on peut comparer les vitesses des différentes années pour une même valeur de X. Ces vitesses sont portées sur la figure 19 avec leurs plages d'incertitude.

3.5 VITESSES AUX LIGNES 6 ET 7

Les vitesses en fonction de Y se trouvent sur les figures 16 et 17. A la ligne 6, on observe pour la même valeur de X (286-288 m) une variation importante entre les années 76-77 et 78-79. Comme à la ligne 5, et même plus nettement, cette variation est plutôt due à la déformation du glacier qu'au glissement. Ici l'épaisseur de glace est également d'environ 300 m. A la ligne 7, une seule balise a pu être suivie pendant les 4 années. On ne peut donc rien conclure. Ne disposant que d'une série de mesures pour chaque année, nous ne pouvons déterminer les gradients locaux dU/dX . Mais la pente du glacier étant très régulière entre les lignes 6 et 7, le gradient dU/dX doit y être à peu près constant. Nous avons donc porté sur la figure 18 c les vitesses centrales U_0 , estimées graphiquement, y compris les valeurs de 76 à 79 pour la ligne 7, qui doivent être considérées avec prudence. Les vitesses à la ligne 6 pour une même valeur de X sont comparées sur la figure 19.

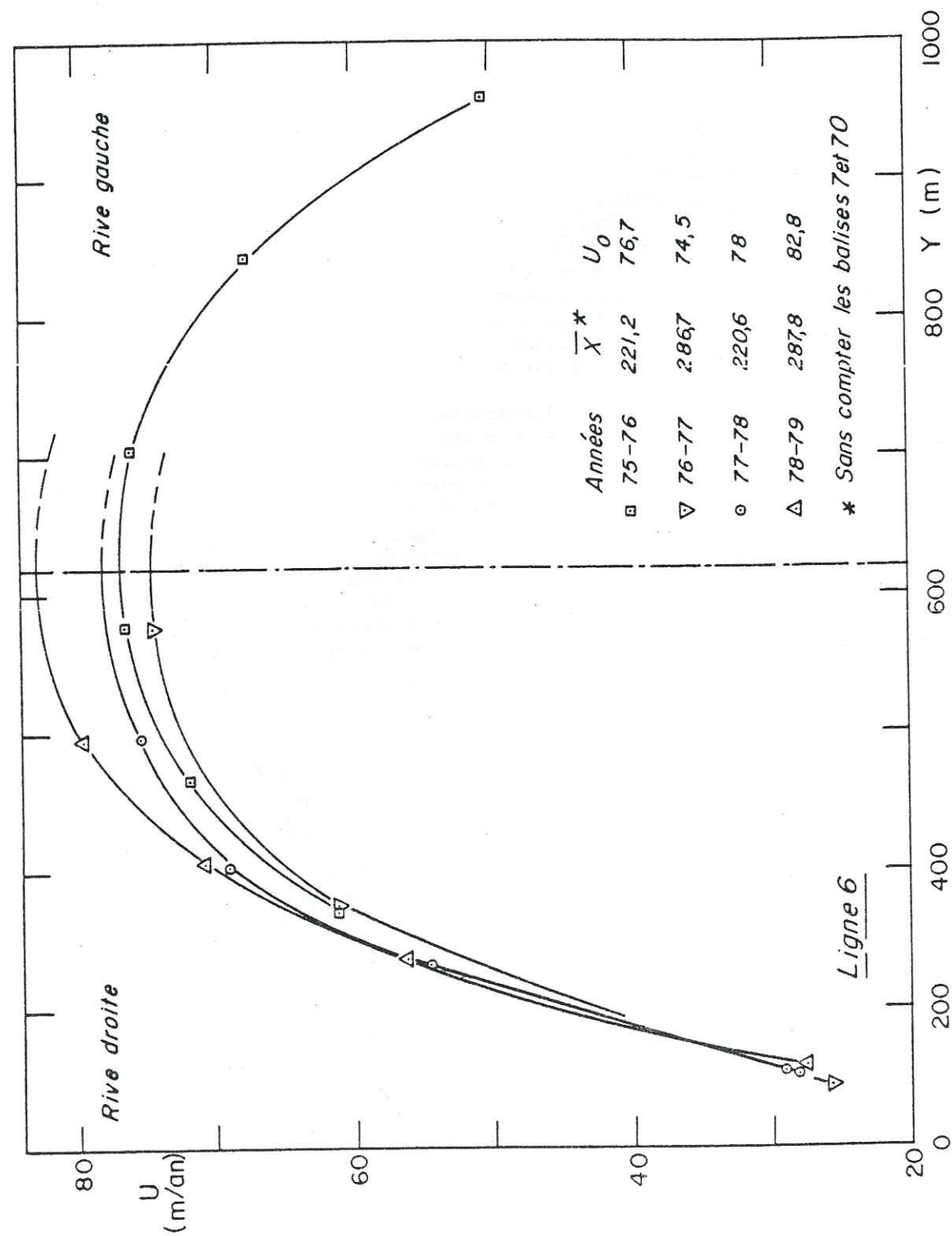


FIG. 16 : Vitesses annuelles mesurées à la ligne 6

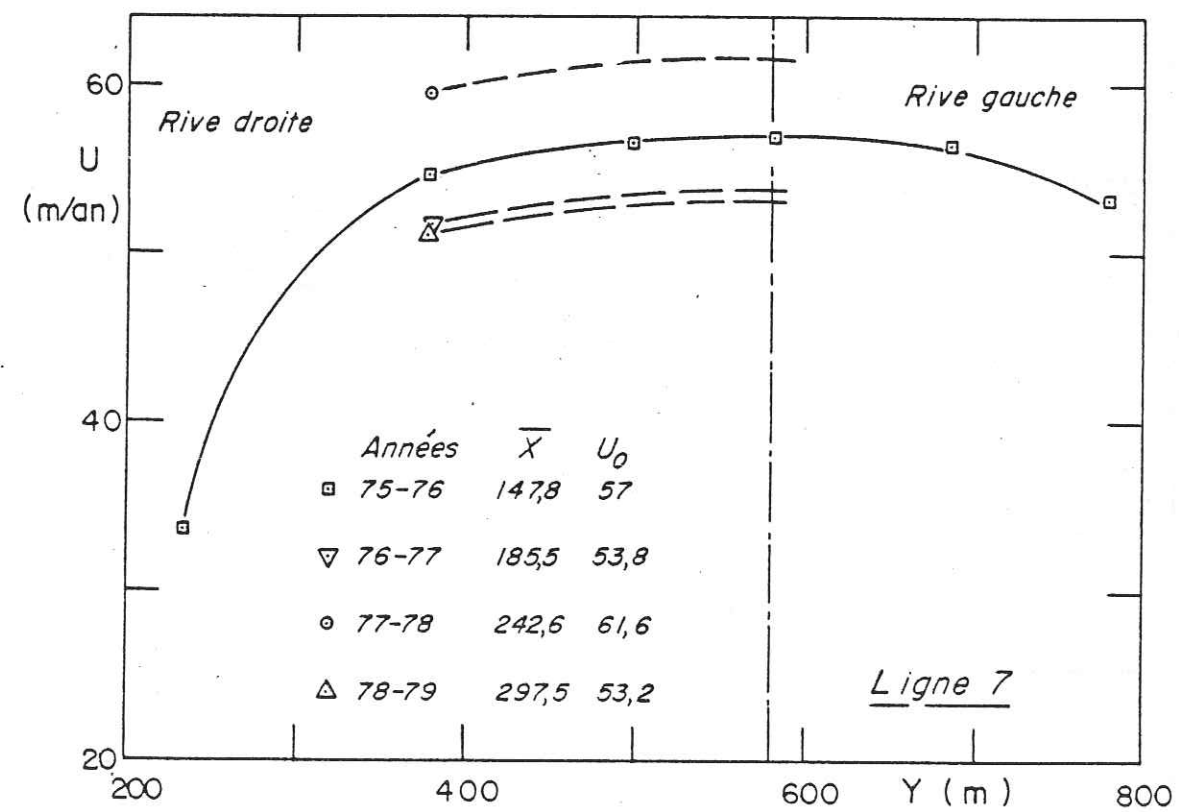


FIG. 17 : Vitesses annuelles mesurées à la ligne 7

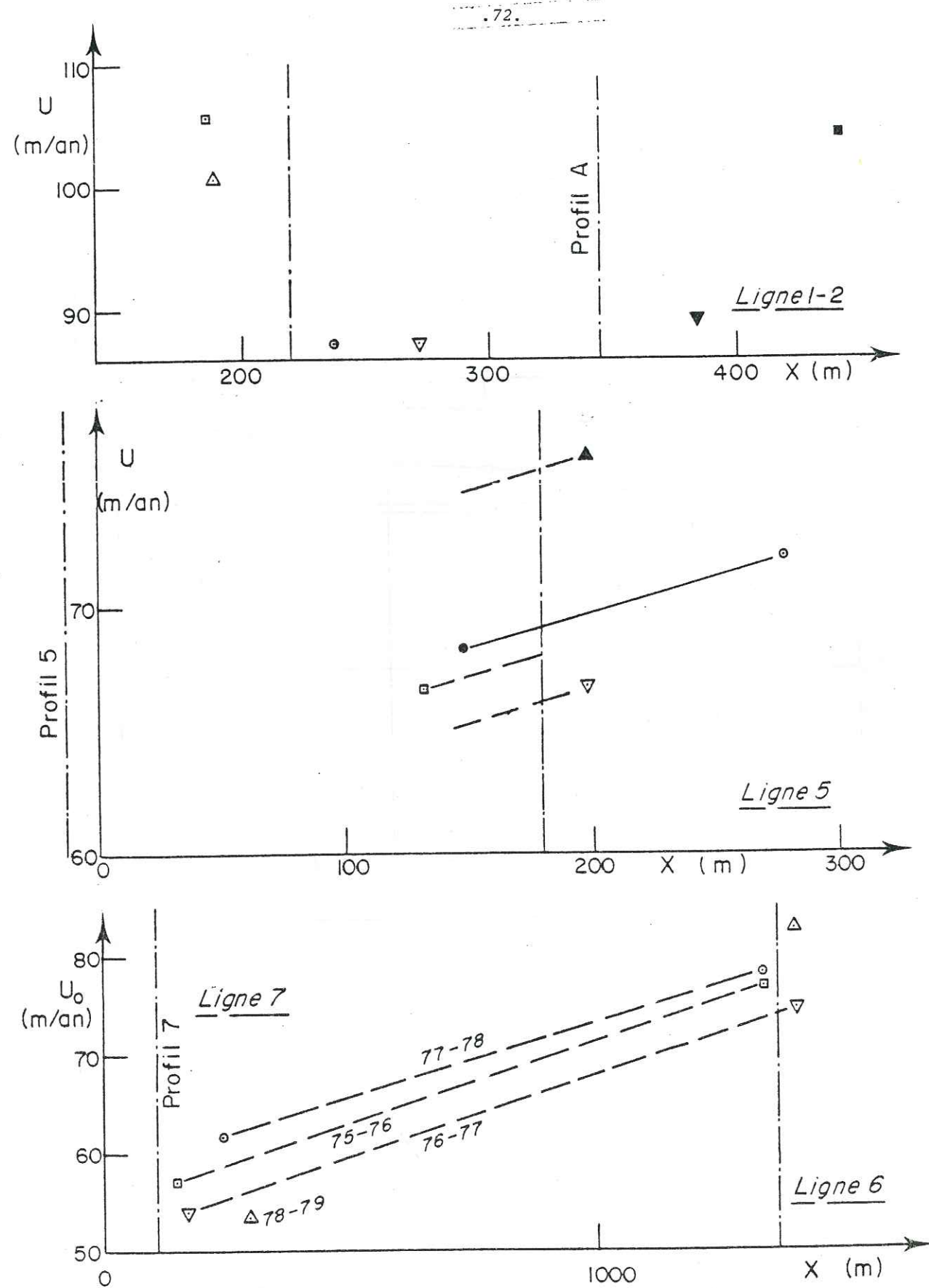


FIG. 18 : Vitesses moyennes (lignes 1-2 et 5) ou centrales (lignes 6 et 7) suivant l'axe longitudinal du glacier

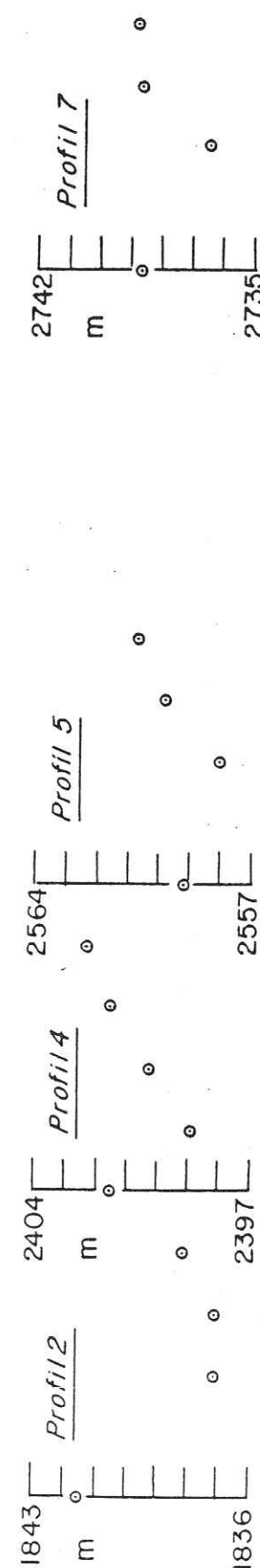
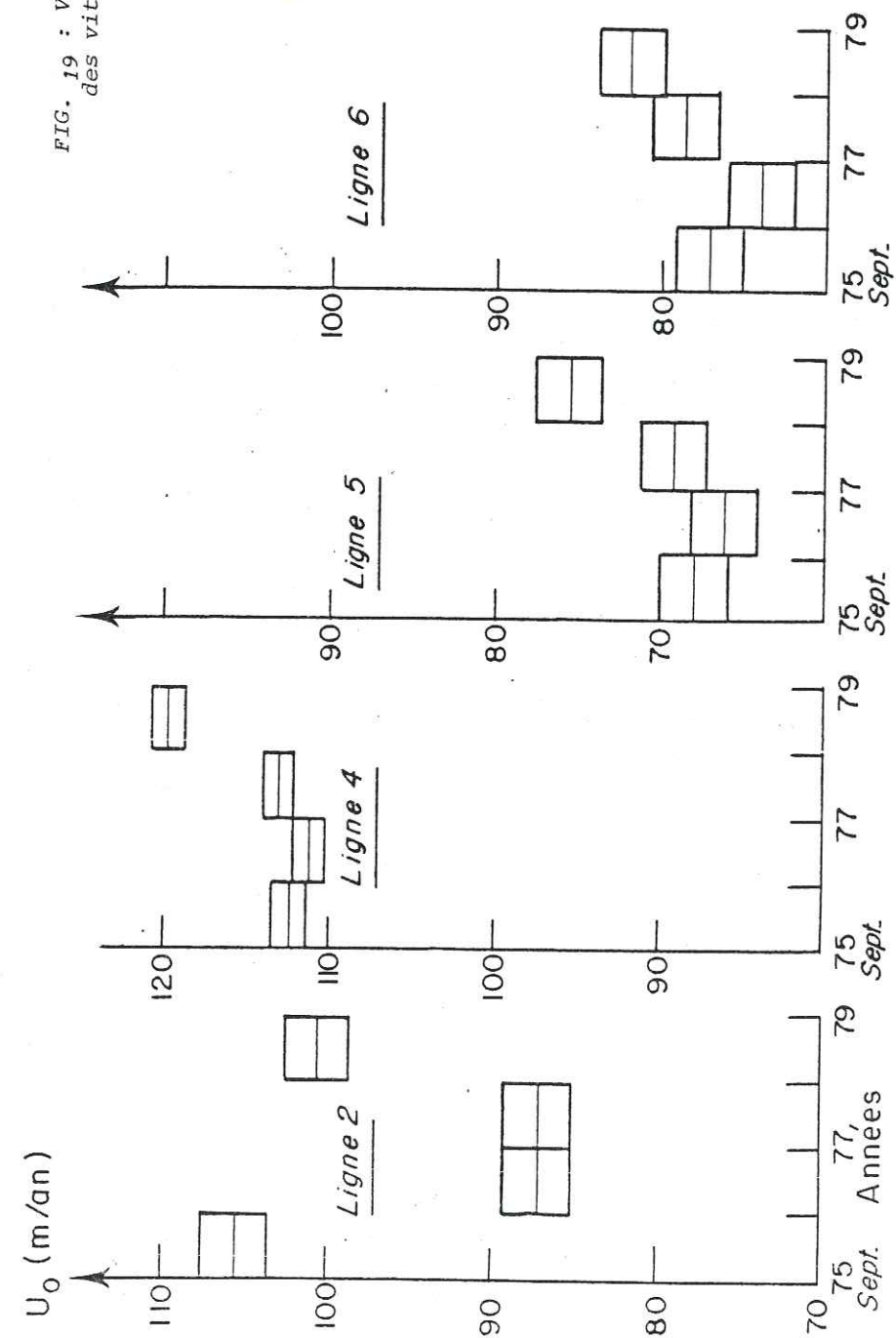


FIG. 19 : Variations interannuelles des vitesses et des niveaux



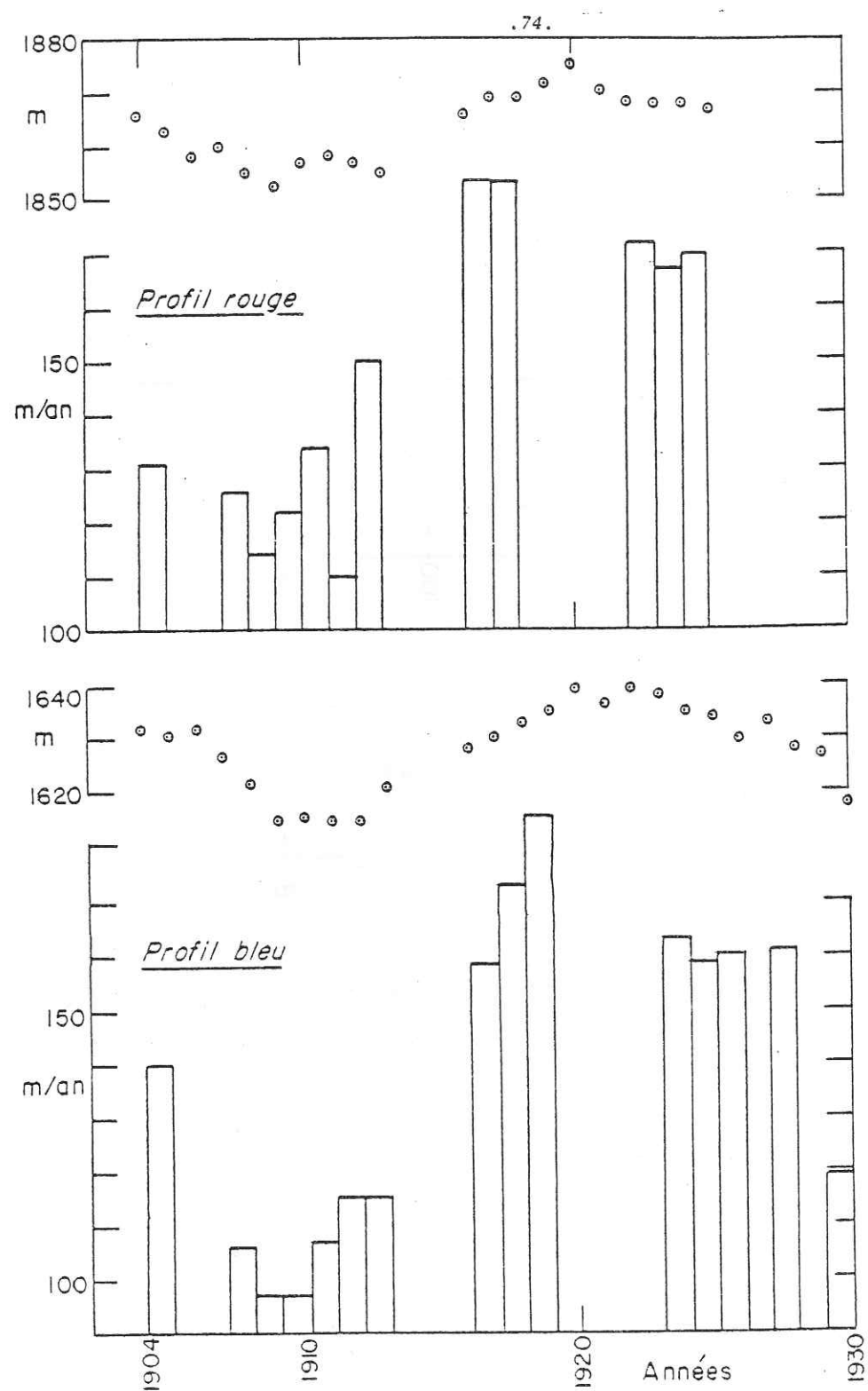


FIG. 20 : Vitesses annuelles et niveaux de glace aux profils rouge et bleu

3.6 DYNAMIQUE D'ENSEMBLE DU GLACIER

On constate sur la figure 19 qu'en amont de la chute de Lognan les vitesses varient à peu près de la même manière aux différentes lignes de balises, et que ces variations annuelles sont assez bien corrélées avec les variations du niveau de glace. Par contre, à l'aval de la chute, les variations sont différentes ainsi que l'étaient les variations de niveau. Nous reviendrons sur ce problème au chapitre 6 dans lequel nous analyserons les variations saisonnières de la vitesse.

3.7 ANCIENNES MESURES DE VITESSES EN SURFACE (1904-1930)

Les Eaux et Forêts ont effectué ces mesures en appliquant la méthode utilisée par J. Vallot : on dispose sur un certain nombre de profils en travers, des pierres peintes espacées de 20 à 30 mètres. On établit chaque année une nouvelle ligne de pierres peintes et on lève les emplacements occupés par les pierres de l'année précédente. Les vitesses ainsi obtenues se trouvent sur les tableaux suivants et sur la figure 20 avec les niveaux de glace aux dates indiquées (d'après Mougin, 1925 et 1934). Nous supposons que les pierres ont été relevées à peu près aux mêmes dates que les niveaux de glace. Malheureusement nous ne savons pas si les vitesses données par Mougin sont des vitesses centrales ou des vitesses moyennes.

Il ressort de la figure 20 que les vitesses en surface sont assez bien corrélées aux niveaux de glace. La nature de cette corrélation apparaît sur la figure 21. La courbe reliant les points moyens des trois périodes étudiées pourrait s'approcher d'une courbe d'équation :

$$U = U_b + C(z - z_0)^{n+1}$$

où le premier terme du second membre est la vitesse de glissement du glacier sur son lit et le second la vitesse due à la déformation de la glace. Les écarts importants des barres de mesures avec cette courbe, notamment pour la période 75-79, ne peuvent être imputés aux erreurs sur les vitesses. Ils sont probablement dus à des variations de la vitesse de glissement U_b .

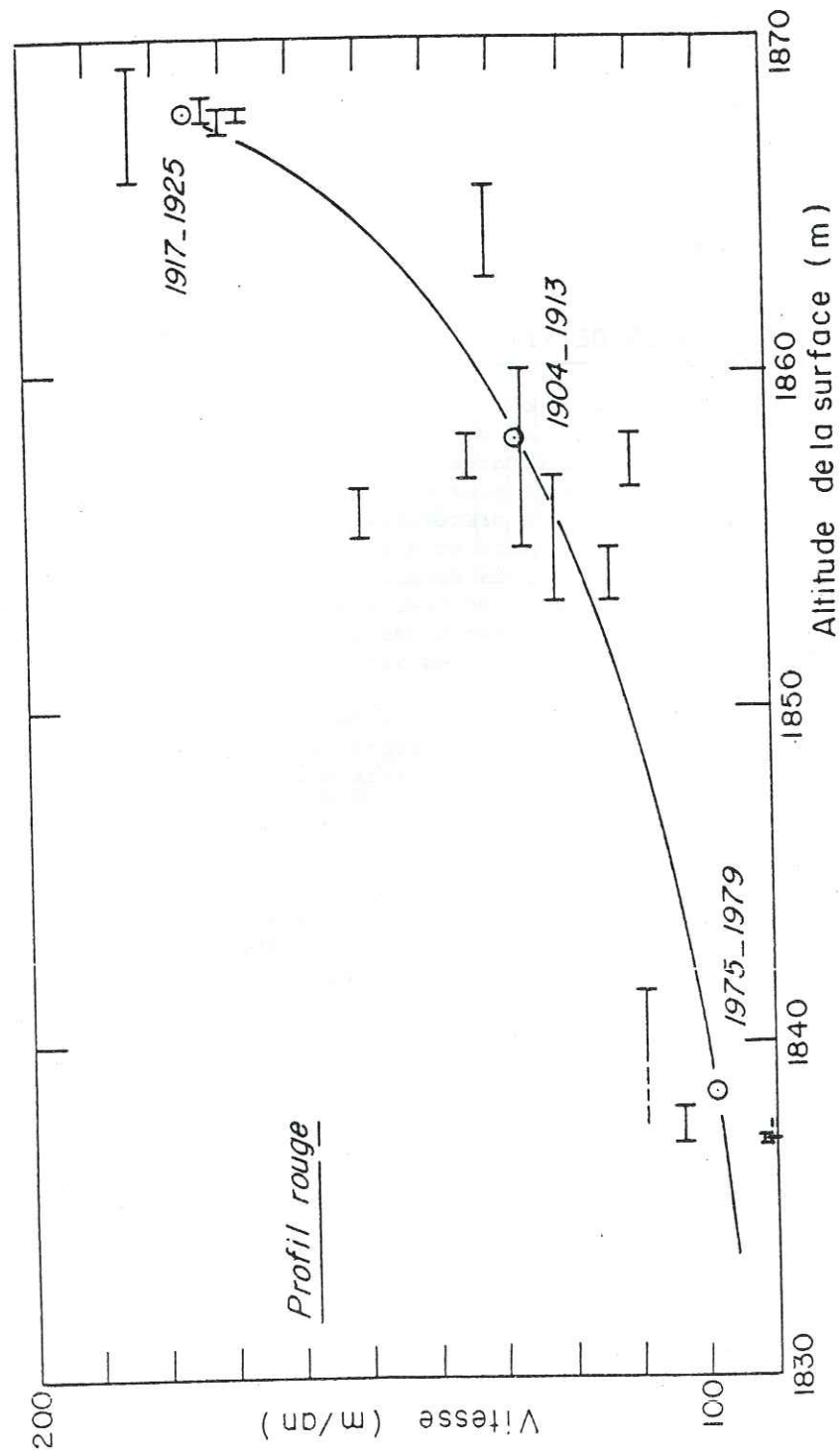


FIG. 21 : Relation entre vitesse annuelle et niveau de glace au profil rouge

LIGNE BLEUE

DATE	NIVEAU	VITESSE
1904	1631.67	139.36
1905	1631.31	
1906	1632.00	
1907	1626.56	105.80
1908	1621.69	96.81
1909	1615.46	96.98
1910	1615.93	106.60
1911	1615.04	115
1912	1615.13	115.44
1913	1620.80	
1916	1628.30	158.30
1917	1630.20	173.25
1918	1632.90	185.41
1919	1634.71	
1920	1639.37	
1921	1636.51	
1922	1639.56	
1923	1638.17	162.60
1924	1635.40	158.50
1925	1634.40	160.30
1926	1630.30	
1927	1632.80	
1928	1628.40	
1929	1627.10	
1930	1618.00	119

LIGNE ROUGE (Ligne 2)

DATE	NIVEAU	VITESSE
18/06/1904	1865.53	131.32
15/06/1905	1862.88	
7/06/1906	1858.44	
14/06/1907	1860.07	
22/07/1908	1854.84	125.90
28/07/1909	1853.21	113.53
13/07/1910	1856.92	121.60
6/07/1911	1858.20	134
7/07/1912	1856.54	110
23/07/1913	1855.10	150.02
21/07/1916	1865.80	
24/07/1917	1869.20	183.50
19/07/1918	1869.00	183.20
26/07/1919	1871.80	
5/08/1920	1874.95	
9/08/1921	1870.16	
5/08/1922	1868.27	
2/08/1923	1867.56	172.40
24/07/1924	1867.90	166.70
29/07/1925	1867.20	170.10

4 - DEBITS DE GLACE A TRAVERS DIFFERENTES SECTIONS

4.1 DÉBITS MOYENS DE SEPTEMBRE 1975 À SEPTEMBRE 1976

Dans le deuxième rapport préliminaire, nous utilisons pour calculer les débits la vitesse moyenne en surface. Un calcul plus précis suppose la connaissance des vitesses en profondeur. Nous avons tenté de calculer celles-ci par une méthode numérique à partir des vitesses en surface, en supposant un écoulement à vitesses parallèles dans un chenal cylindrique. Mais une instabilité apparaît qui ne nous permet de calculer les vitesses que jusqu'à 150 ou 200 m de profondeur (Hantz, Lliboutry, 1981). Néanmoins ce calcul nous a permis de constater qu'avec le modèle d'écoulement adopté les isotachytes (lignes d'égale vitesse) sont assez proches de demi-cercles, centrés au milieu de l'écoulement. C'est pourquoi nous avons supposé pour les calculs de débits suivants un écoulement à vitesses parallèles dans un chenal cylindrique, donc des isotachytes semi-circulaires.

La méthode de calcul utilisée, explicitée dans l'annexe, consiste à partager la section du glacier par des cercles concentriques entre lesquels la vitesse est supposée constante et égale à sa valeur en surface. Les débits ont été ainsi calculés, pour la période de septembre 75 à septembre 76, à travers les sections verticales 4, 5, 6 et 7 connues par prospection sismique

A travers la section 8, le débit a été calculé en utilisant les vitesses moyennes en surface. Les débits obtenus (Q) et les aires des sections du glacier (A) sont les suivantes :

	Q	A
section 3	10.0 hm ³ /an	11.1 hm ²
section 5	10.7 hm ³ /an	2.9 + 14.2 hm ²
section 6	10.7 hm ³ /an	18.0 hm ²
section 7	8.5 hm ³ /an	17.8 hm ²
section 8	2.7 hm ³ /an	

Pour la section 6, deux interprétations des résultats sismiques sont possibles. Nous avons choisi celle qui donne les résultats les plus cohérents.

4.2 DÉBITS MOYENS ANNUELS POUR LES ANNÉES 1976 À 1979

Ces débits ont été calculés en ajoutant aux valeurs de 75-76 la quantité $SQ = \delta U \cdot \cos \alpha \cdot A$ où δU est la variation de la vitesse annuelle en surface par rapport à la valeur 75-76, α l'angle moyen que font les déplacements avec la normale à la section, et A l'aire de cette section.

Les hypothèses utilisées implicitement en adoptant cette méthode (courbes de vitesses simplement translatées, isotachytes semi-circulaires, aires des sections constantes) supposent que les variations interannuelles des vitesses en surface ne sont dues qu'à des variations de la vitesse de glissement. Or, comme nous l'avons vu au chapitre 3, elles sont dues également à des variations de la vitesse de déformation. Donc, la variation de la vitesse de glissement étant moindre que la variation de vitesse mesurée en surface, les débits estimés sont trop grands.

Mais, comme on ne considère pas les variations de l'aire de la section (elles ne sont pas connues partout) qui joueraient en sens inverse, les deux erreurs sur δQ sont opposées.

Pour la section 8, aucune balise n'a été retrouvée depuis 1976. Pour reconstituer les débits manquants, on suppose que le taux de variation de ceux-ci à la section 8 est égal au taux moyen des autres sections. Les valeurs de α , les vitesses utilisées pour le calcul de δU et les débits reconstitués se trouvent dans les tableaux suivants (vitesses en m/an, débits en hm³/an).

Vitesses utilisées pour le calcul de δU :

année	75-76	76-77	77-78	78-79	α
section 4	112.4	111.3	113	119.7	0°
section 5	68	66.2	69.2	75.6	7°-54°
section 6	77.2	74	78.7	82	0°
section 7	57	53.8	61.6	53.2	7°

Débits reconstitués :

	Q_{75-76}	Q_{76-77}	Q_{77-78}	Q_{78-79}	ΣQ_t	\bar{Q}_{75-79}
section 4	10.02	9.90	10.09	10.83	40.84	10.21
section 5	10.74	10.43	10.95	12.00	44.12	11.03
section 6	10.70	10.12	10.97	11.56	43.35	10.84
section 7	8.51	7.94	9.33	7.83	33.61	8.40
taux moyen	1	0.96	1.04	1.05		
section 8	2.7	2.59	2.81	2.84	10.94	2.74

4.3 BILANS DE MASSE DE DIFFÉRENTES PARTIES DU GLACIER D'ARGENTIÈRE

Pour les 3 parties étudiées (voir figure 22) nous exprimerons la conservation de la masse en écrivant pour une période donnée et une tranche de glacier l'équation suivante :

$$Q_e = Q_s + A + H$$

où Q_e est le volume de glace entrant par la section amont

Q_s le volume de glace sortant par la section aval

A le volume de glace fondue entre les 2 sections (se réduisant pratiquement au bilan négatif en surface)

H le volume ayant provoqué une augmentation du niveau de la glace

a) Période de septembre 1975 à 1979 (voir figure 22)

- partie limitée par les sections 6, 7 et 8, de surface $S = 1.08 \text{ km}^2$

par la section 7, sont entrés	33.61 hm ³
par la section 8, sont entrés	10.94 hm ³
par la section 6, sont sortis	43.35 hm ³

le niveau a augmenté de 0.1 m au profil 7

$$\text{d'où } H = 0.1 \times 1.08 = 0.11 \text{ hm}^3$$

Il a donc fondu $A = 33.61 + 10.94 - 43.35 - 0.11 = 1.09 \text{ hm}^3$ de glace en 4 ans, soit une ablation moyenne de 0.25 m/an.

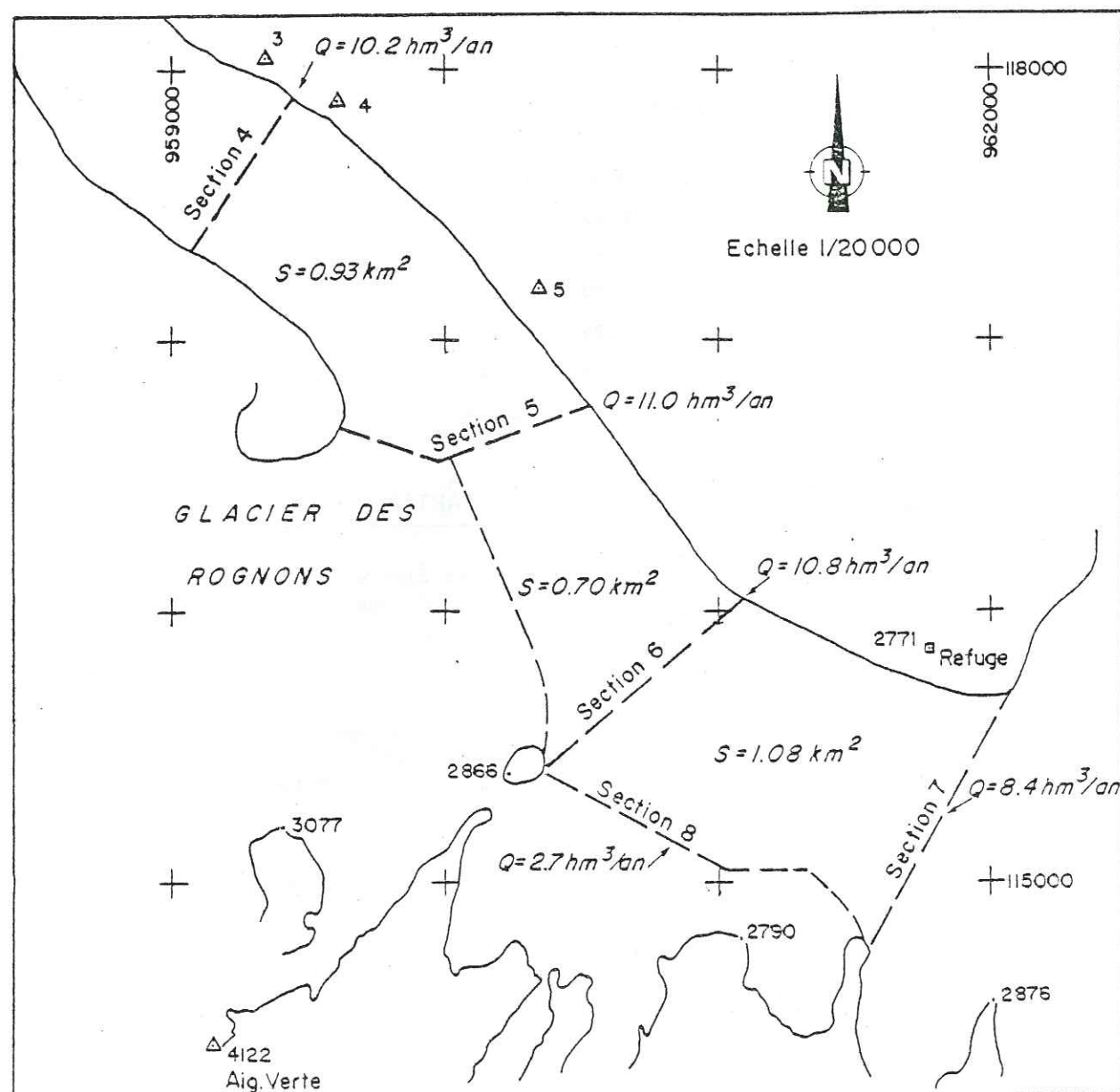


FIG. 22 : Débits de glace (Q) à travers différentes sections (valeurs moyennes 75-79)

- partie limitée par les sections 5 et 6 et une ligne de courant de surface $S = 0.70 \text{ km}^2$

par la section 6 sont entrés 43.35 hm^3

le niveau a augmenté de 1.50 m au profil 5

d'où $H = 1.50 \times 0.70 = 1.05 \text{ hm}^3$

L'ablation moyenne aux lignes de balises 5 et 6 donne :

$A = 1.955 \times 0.7 \times 4 = 5.47 \text{ hm}^3$

Il est donc sorti par la section 5, en plus du courant de glace du glacier des Rognons :

$Q_s = 43.35 - 1.05 - 5.47 = 36.83 \text{ hm}^3$ en 4 ans ($9.21 \text{ hm}^3/\text{an}$). Des 44.12 hm^3 ayant franchi la section 5, 7.29 hm^3 proviennent du glacier des Rognons, ce qui donne un débit moyen de $1.82 \text{ hm}^3/\text{an}$ (les débits annuels de ce courant de glace ont été reconstitués en supposant que leurs variations relatives sont les mêmes que celles du débit total franchissant la section 5).

- partie limitée par les sections 4 et 5, de surface $S = 0.93 \text{ km}^2$

par la section 5 sont entrés 44.12 hm^3

le niveau a augmenté en moyenne de 1.1 m

(+ 1.5 m au profil 5, + 0.7 m au profil 3)

d'où $H = 1.1 \times 0.93 = 1.02 \text{ hm}^3$

L'ablation moyenne aux lignes de balises 3 et 5 donne :

$A = 2.945 \times 0.93 \times 4 = 10.96 \text{ hm}^3$

Par la section 3, il a dû sortir :

$Q_s = 44.12 - 1.02 - 10.96 = 32.14 \text{ hm}^3$

soit $8.04 \text{ hm}^3/\text{an}$. La valeur calculée à partir des vitesses en surface est $10.21 \text{ hm}^3/\text{an}$. Mais l'hypothèse d'un écoulement à vitesses parallèles, adoptée pour ce calcul, est inacceptable au niveau de la section 4 à cause du verrou rocheux de Lognan. En réalité, la vitesse doit diminuer plus vite avec la profondeur qu'avec le modèle utilisé, qui conduit donc à un débit surestimé. (Grâce au reforage suivant les fils d'Ariane laissés en septembre 80, nous pourrions connaître les vitesses en profondeur à l'amont du verrou de Lognan).

b) Période de septembre 75 à septembre 76

par la section 7 sont entrés 8.51 hm^3

par la section 8 sont entrés 2.70 hm^3

par la section 6 sont sortis 10.70 hm^3

l'ablation aux lignes 6 et 7 donne

$A = 3.4 \times 1.08 = 3.67 \text{ hm}^3$

d'où $H = 8.51 + 2.70 - 10.70 - 3.67 = - 3.16 \text{ hm}^3$

Ce qui correspond à une baisse de niveau de 2.93 m qui est du même ordre que la baisse de 2.60 m observée au profil 4.

par la section 6 sont entrés 10.70 hm³
 par la section 5 sont sortis, sans compter le courant du glacier des
 Rognons : 10.74 - 1.77 = 8.97 hm³

l'ablation aux lignes 5 et 6 donne :

$$A = 4.035 \times 0.70 = 2.82 \text{ hm}^3$$

$$\text{d'où } H = 10.70 - 8.97 - 2.82 = -1.09 \text{ hm}^3$$

Ce qui donne une baisse de niveau de 1.56 m, valeur probablement inférieure à la valeur réelle.

c) Période de septembre 76 à septembre 77

par la section 7 sont entrés 7.94 hm³
 par la section 8 sont entrés 2.59 hm³
 par la section 6 sont sortis 10.12 hm³
 l'augmentation de niveau reconstituée, de 0.63 m, donne :

$$H = 0.63 \times 1.08 = 0.68 \text{ hm}^3$$

$$\text{d'où } A = 7.94 + 2.59 - 10.12 - 0.68 = -0.27 \text{ hm}^3$$

Ce qui donne une accumulation de 0.25 m

par la section 6 sont entrés 10.12 hm³
 par la section 5 sont sortis, sans compter le courant du glacier des Rognons
 10.43 - 1.72 = 8.71 hm³

l'augmentation de niveau reconstituée, de 0.36 m, donne

$$H = 0.36 \times 0.70 = 0.25 \text{ hm}^3$$

$$\text{d'où } A = 10.12 - 8.71 - 0.25 = 1.16 \text{ hm}^3$$

Soit une ablation de 1.66 m, valeur qui semble un peu forte. En réalité, l'augmentation de niveau a dû être supérieure à 0.36 m (une augmentation de 1 m conduit à une ablation de 1 m).

d) Période de septembre 77 à septembre 78

par la section 7 sont entrés 9.33 hm³
 par la section 8 sont entrés 2.81 hm³
 par la section 6 sont sortis 10.97 hm³
 l'augmentation de niveau observée au profil 7, de 2.25 m, donne :

$$H = 2.25 \times 1.08 = 2.43 \text{ hm}^3$$

$$\text{d'où } A = 9.33 + 2.81 - 10.97 - 2.43 = -1.26 \text{ hm}^3$$

Ce qui correspond à une accumulation de 1.17 m.

par la section 6 sont entrés 10.97 hm³

par la section 5 sont sortis, sans compter le courant du glacier des
 Rognons : 10.95 - 1.81 = 9.14 hm³

l'augmentation de niveau observée au profil 5, de 1.80 m, donne

$$H = 1.80 \times 0.70 = 1.26 \text{ hm}^3$$

$$\text{d'où } A = 10.97 - 9.14 - 1.26 = 0.57 \text{ hm}^3$$

Ce qui correspond à une ablation de 0.81 m.

e) Période de septembre 78 à septembre 79

La diminution de vitesse observée à la ligne 7 à partir d'une seule balise semblant aberrante, le débit calculé correspondant n'a pas été pris en compte.

par la section 6 sont entrés 11.56 hm³

par la section 5 sont sortis, sans compter le courant du glacier des
 Rognons : 12.00 - 1.98 = 10.02 hm³

l'augmentation de niveau observée au profil 5, de 0.90 m, donne :

$$H = 0.90 \times 0.70 = 0.63 \text{ hm}^3$$

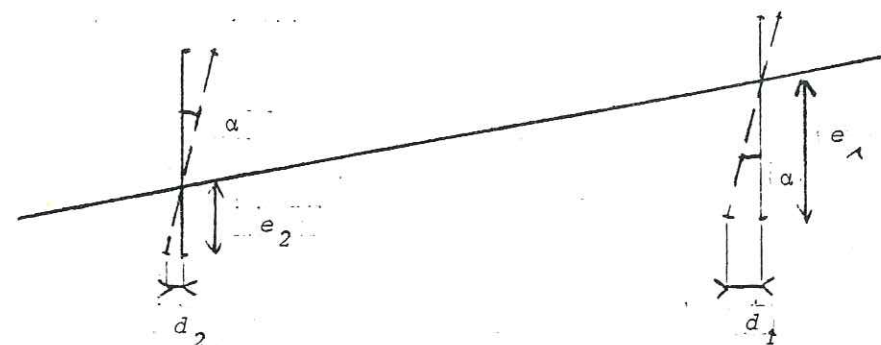
$$\text{d'où } A = 11.56 - 10.02 - 0.63 = 0.91 \text{ hm}^3$$

Ce qui donne une ablation de 1.30 m.

5 - VARIATIONS SAISONNIERES DE LA VITESSE

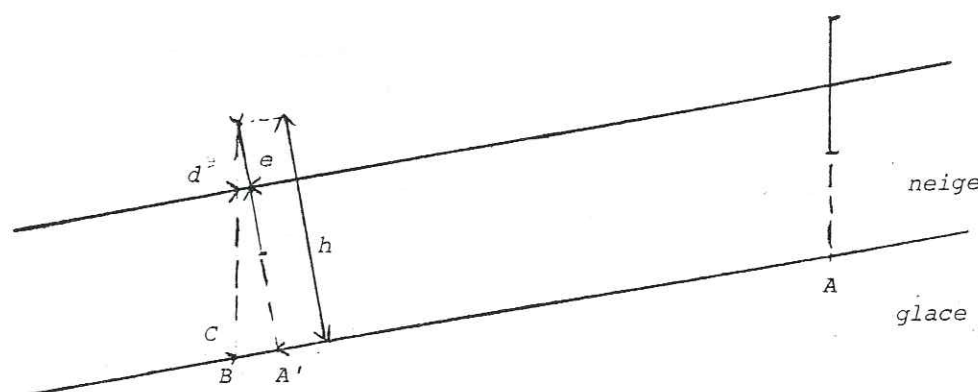
5.1 VARIATIONS SAISONNIÈRES DE LA VITESSE

Pour étudier les variations saisonnières de la vitesse en surface, nous avons relevé périodiquement deux lignes transversales de balises, situées à proximité des lignes 2 et 4 de balises d'ablation, c'est-à-dire vers 1840 et 2400 m d'altitude. Du 1er juillet au 9 novembre 1977 des balises en bois, formées de segments de 2 m de longueur reliés par des chaînettes ont été utilisées. Après les premières chutes de neige, le 18 décembre 1977, des tubes métalliques de 2.5 m de longueur ont été plantés dans la neige au voisinage des balises en bois. Malheureusement une seule des balises en bois a pu être retrouvée à cette date à cause de la neige. Ensuite, du 18 décembre 1977 au 11 août 1978 pour la ligne amont (et au 14 juin pour la ligne aval), les positions des balises métalliques ont été relevées périodiquement, et à chaque fois, celles-ci ont été replantées dans la neige au même endroit. Elles étaient remontées pendant la période d'accumulation, et enfoncées pendant la période d'ablation de manière à les retrouver encore plantées dans la neige à la visite suivante. Enfin du 11 août au 6 décembre (du 14 juin au 11 août pour la ligne aval), les balises en bois ont à nouveau été utilisées.



Erreur sur le déplacement $\delta d = d_1 - d_2 = (e_1 - e_2) \operatorname{tg} \alpha$

FIG. 23 a



Calcul du déplacement de la glace

FIG. 23 b

5.2 PRÉCISION DES MESURES TOPOGRAPHIQUES

Les mesures ont été effectuées avec un théodolite Wild T2 et un mesureur de distance à infra-rouge, placés sur un pilier construit rive gauche du glacier. Pour l'angle horizontal, chaque balise était observée par deux tours d'horizon (0.100) séparés, avec visée sur une référence en début et en fin. L'angle vertical était mesuré en deux positions (cercle à gauche et cercle à droite). Les angles sont lus au dixième de milligrade, mais seul le milli-grade est utilisé pour les calculs. Enfin la distance est mesurée plusieurs fois avec la plage au millimètre (avec corrections température et pression).

Afin d'estimer les écarts-types de ces mesures, un deuxième pilier de référence, sur lequel étaient fixés deux réflecteurs, fut également déterminé lors des huit observations de juillet à octobre. La visée sur cette référence fixe passait légèrement au dessus du glacier pour avoir les mêmes conditions de mesure que pour les balises.

Une quarantaine de mesures furent effectuées et les écarts-types sont les suivants :

pour la distance $\delta L = 0.7$ cm, pour l'angle vertical, $\delta V = 1$ milligrade
pour l'angle horizontal, $\delta G = 0.8$ milligrade.

On peut donc estimer les erreurs sur les coordonnées d'un point :

$$x = L \sin G \quad dx = dL \sin G + L \cos G dG$$

$$y = L \cos G \quad dy = dL \cos G - L \sin G dG$$

$$z = L \sin V \quad dz = dL \sin V + L \cos V dV$$

La distance L n'excédant pas 800 m, la quantité LdG n'excède pas 1 cm. Les erreurs sur les coordonnées d'un point sont donc de l'ordre du cm. Elles sont négligeables devant celles dont nous allons parler.

5.3 INCERTITUDE DUE À L'ABLATION OU AU MOUVEMENT PROPRE DE LA NEIGE

Pour les balises en bois, le déplacement horizontal calculé est celui du point d'intersection de la balise avec la surface du glacier. On voit, sur la figure 23-a que si la balise s'écarte de la verticale d'un angle α , l'erreur commise sur le déplacement du pied est $\delta d = d_1 - d_2 = (e_1 - e_2) \operatorname{tg} \alpha$ où $(e_1 - e_2)$ est l'ablation entre les dates t_1 et t_2 . En considérant que $\operatorname{tg} \alpha$ n'excède pas 0.1, δd ne dépasse pas 10 cm par m d'ablation.

Pour les tubes métalliques, le déplacement calculé correspond à l'intersection de la direction du tube avec la surface de la glace comme le montre la figure 23-b. Le déplacement mesuré correspond à AB et le déplacement corrigé à AA'. La correction est approximativement $c = hd/e$. L'émergence e de la balise et la distance d entre l'aplomb du sommet et le pied sont mesurés sur le terrain en utilisant un fil à plomb. h est calculé à partir des différences d'émergence de chaque balise entre deux observations. Pour la direction de la correction (direction A'B), nous avons pris la direction du déplacement de la balise (direction AB). Nous avons donc supposé que le fluage du manteau neigeux est parallèle à ce déplacement. Nous supposons aussi que le fluage suit la loi de Haefeli : "Lorsqu'il n'y a pas de glissement sur le sol, en première approximation, a) les vitesses sont parallèles,

T _t	BALISE 1	BALISE 2	BALISE 3	BALISE 4	BALISE 5	BALISE 6	BALISE 7	BALISE 8
01/07	0,0193						0,41	0,63
08/07							0,04	0,06
2	0,0330		0,70	0,76	0,83	0,76	0,82	0,86
20/07			0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09
3	0,0545	0,43	1,80	0,67	0,68	0,36	0,62	0,98
09/08		0,04	1,18	0,07	0,07	0,04	0,06	0,10
4	0,0576	1,34	0,86	0,93	1,39	1,42	1,04	2,00
30/08		0,13	0,09	0,09	0,14	0,14	0,10	
5	0,0550	0,78	0,89	0,67	0,67	0,71	0,76	0,69
19/09		0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07
6	0,0601	0,18	0,30	0,23	0,14	0,23	0,19	0,27
11/10		0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03
7	0,0792	0,10	0,13	0,10	0,14	0,13	0,49	0,11
09/11		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01
8	0,1070	0,50	0,40	0,55	0,60	b = -0,03	0,11	
18/12		2	2,10	1,95	1,90			
		1,70	2,20	2,10	2,10			
		inclinaison non mesurée						
9	0,1448	0,90	0,30	0,40	0,40			
		1,75	1,75	1,75	1,75			
09/02		2,90	3,38	3,73	3,85			
		0,23	0	0,02				
10	0,1314	0,67	0,57	0,12	0			
		1,93	1,39	1,84	1,87			
		1,19	0	0,64	0			
		0,21	0,14	0,41				
29/03		3,00	3,55	3,87	3,97			
		0,90	0,24	0,43	0,34			
11	0,1150	1,63	1,72	1,70	1,75			
		0,70	0,85	0,70	0,50			
		2,56	0,74	1,41	1,11			
		0,20	0,10	0,13	0,12			
10/05		3,44	3,38	3,70	3,77			
		0	0	0,11	0			
		0,26	1,02	0,87	0,69			
12	0,0522	0	0	0,58	0			
		0,28	0,09	0,14	0,13			
29/05		2,54	2,40	2,85	2,81			
		0	0,56	0,33	0,33			
		1,16	2,00	1,72	1,65	0,33	0,84	
13	0,0438	0,40	0,30	0,24	0,24	1,35		
		0	0	1,49	0,89	0,41		
		0,06	0,04	0,14	0,10			
14/06		2,79	2,56	3,09	3,03			
		0	0	0	0			
		0,91	0,24	0,06	0,02	0,22	0,79	
14	0,0385	0	0	0	0			
		0,08	0,23	0,53	0			
28/06		2,00	1,50	1,85	2,05			
		0,30	0	0	0			
15	0,0627	1,90	1,30	1,30	1,00	0,45	0,50	
		0,50				1,40	1,90	
		0,63	0	0	0			
		0,08	0,04	0,05	0,06			
21/07		0,70			1,35			
		0,40						
		1,30	combée	combée	1,70			
16	0,0576	0,36	0	0	0			
		0,08			0,04			
11/08								
17	0,0846		1,20	1,30	1,15	0,99	1,10	1,15
			0,12	0,13	0,12	0,12	2,11	2,12
11/09								
18	0,2357							
06/12								
Σ T _t	1,4320	2,30	5,25	3,50	4,30	4,35	6,54	7,78

TABLEAU 1

b) une droite verticale matérialisée dans le tapis neigeux reste une droite mais devient oblique" (cité par Llibouty, 1964, p. 254). L'incertitude relative sur la correction c s'écrit :

$$\frac{\delta c}{c} = \frac{\delta h}{h} + \frac{\delta d}{d} + \frac{\delta e}{e}$$

Enfin l'augmentation de la vitesse à l'approche de la chute de séracs introduit une dérive qui, au centre du glacier, est de l'ordre de 0,85 m an⁻¹ / 100 m. Nous n'avons pas tenu compte de cet effet qui est faible devant les variations saisonnières.

Les incertitudes sur les déplacements ont été calculées pour chaque balise et chaque période. Elles se trouvent dans le tableau 1 compte non tenu des erreurs topographiques (2 cm sur un déplacement). Dans chaque case du tableau se trouvent :

- Pour les balises en bois :

- . l'ablation pour la période t,
- . l'incertitude sur le déplacement.

- Pour les balises métalliques :

. l'épaisseur de neige à la fin de la période t obtenue en cumulant les quantités de neige tombées entre chaque visite. Le 21/07/78 à la balise 11, on a trouvé ainsi 1,9 m alors que l'épaisseur mesurée directement était de 2,0 m. On a pris $\delta h = 0,2$ m.

. les distances d et e₁ (voir figure 23-b) à la fin de la période t. On a pris $\delta d = \delta e = 2$ cm sauf dans le cas de très faibles valeurs où l'on a pris $\delta d = \delta e = 1$ cm (j = 3, t = 10).

. la nouvelle émergence e₂ une fois la balise replantée

. la correction c

. l'incertitude sur le déplacement durant la période t. Quand la balise a été estimée verticale, on a pris $\delta c = h/e \times 2$ cm sauf dans le cas de très faibles valeurs où l'on a pris $\delta c = h/e \times 1$ cm (j = 3, t = 14). Dans 2 cas, δc n'a pu être calculé (j = 4, t = 10 et 14).

5.4 RÉSULTATS À LA LIGNE AMONT

Sur la figure 24 se trouvent les déplacements des 8 balises en bois de la ligne amont, et sur la figure 25 les vitesses moyennes horizontales correspondant aux périodes entre les différents relevés. Du 18 décembre 77 au 11 août 78, les vitesses des balises en bois ont été obtenues par interpolation linéaire à partir des balises métalliques. Du 1er juillet 77 au 28 juin 78, exception faite de la balise 1, très proche de la rive, la vitesse varie de la même manière à toutes les balises. Elle diminue du 1er juillet au 18 décembre malgré une petite remontée du 19 septembre au 11 octobre ; ensuite elle augmente jusqu'au 14 juin, puis elle varie plus irrégulièrement durant l'été, les variations n'étant pas toujours dans le même sens aux différentes balises. Enfin elle augmente durant l'automne 78.

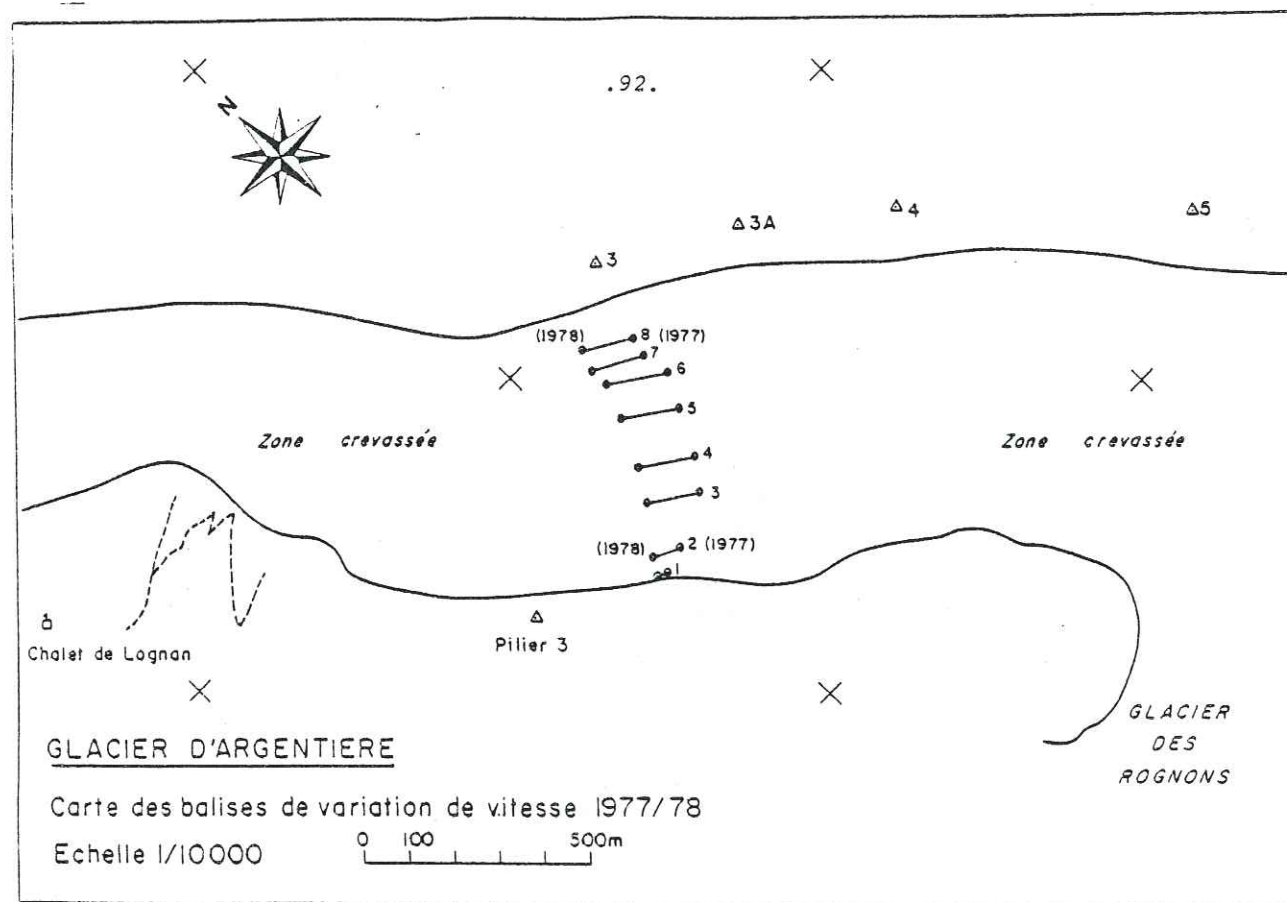


FIG. 24

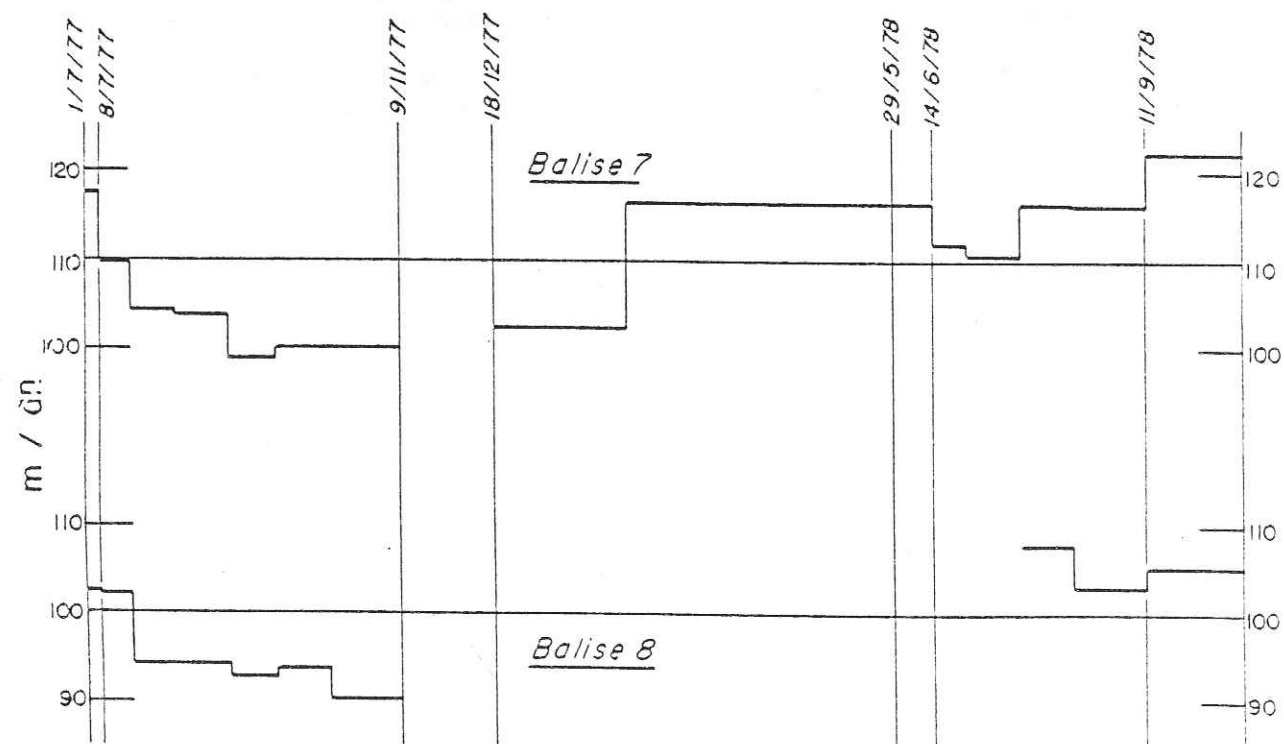


FIG. 25 b

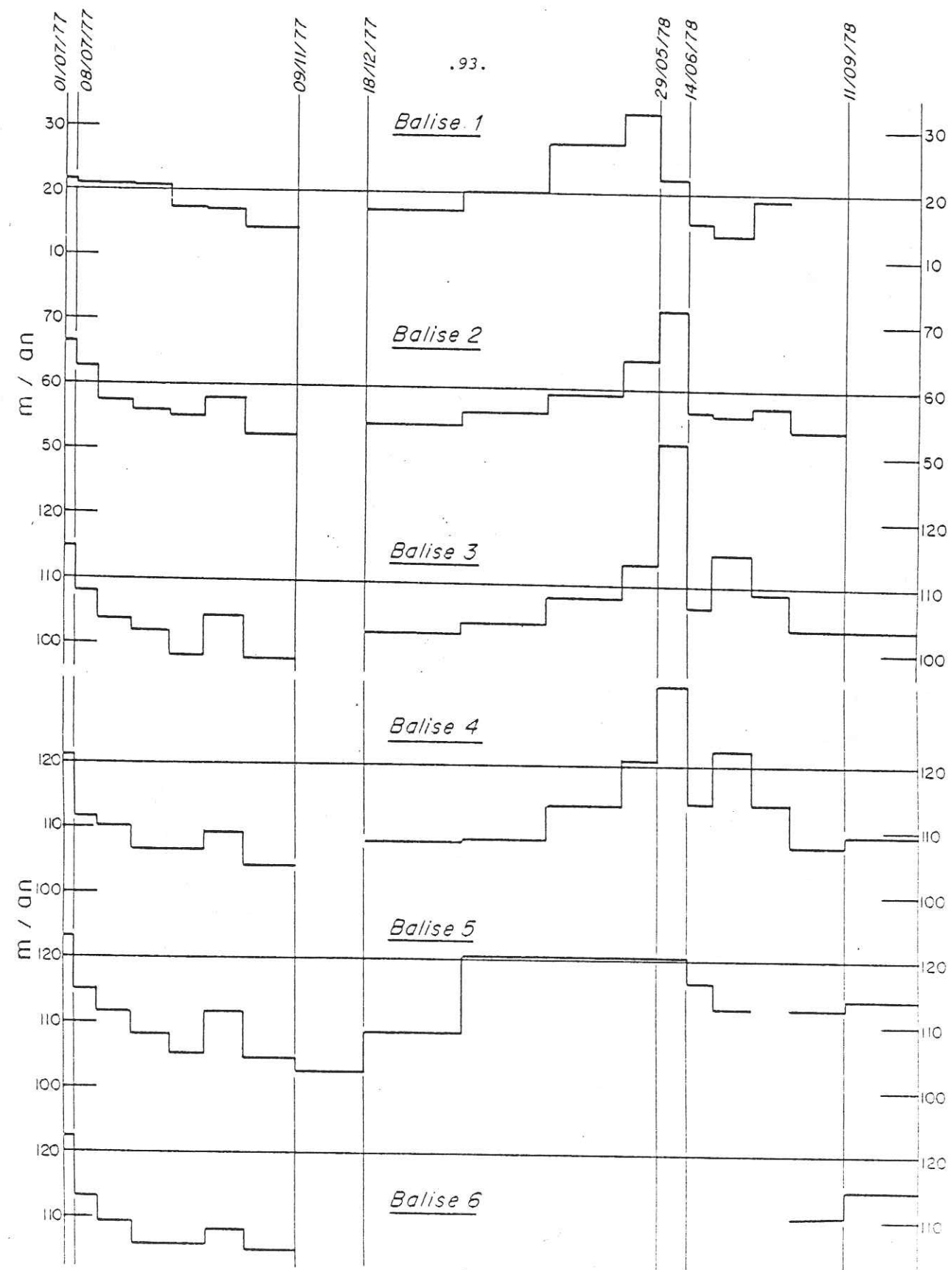


FIG. 25 a

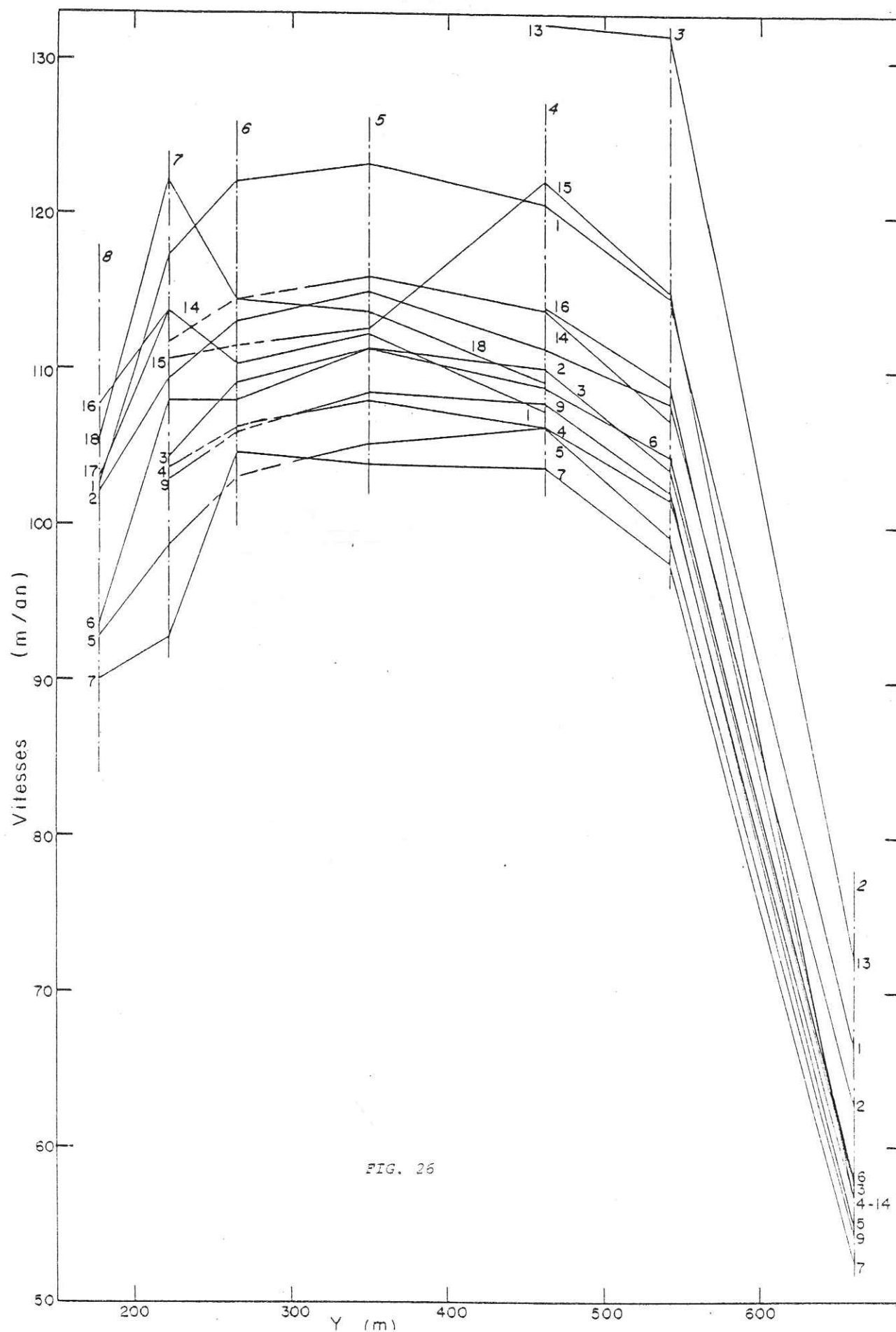


FIG. 26

Pour décrire ces variations, on peut donc tenter d'utiliser un modèle statistique linéaire identique à celui qu'a introduit Lliboutry (1974) pour les bilans :

$$u_{jt} = u_j + v_t + r_{jt}$$

u_{jt} vitesse de la balise j pour la période t
 u_j paramètre ne dépendant que de la position de la balise sur un axe transversal OY
 v_t paramètre ne dépendant que de la période considérée
 r_{jt} résidu aléatoire centré, qu'on peut admettre gaussien, non corrélé pour des balises ou des périodes différentes. Ce résidu regroupe les erreurs de mesure et les erreurs dues à l'inadéquation du modèle. On peut chercher les meilleurs estimateurs linéaires sans biais des u_j et des v_t (notés \hat{u}_j et \hat{v}_t) en minimisant la somme des carrés des résidus r_{jt} . Mais les erreurs sur les vitesses étant inversement proportionnelles aux durées T_t des périodes, on peut pondérer chaque terme r_{jt}^2 par la durée T_t correspondante. Nous avons donc à minimiser la quantité $\sum_{j,t} (u_{jt} - \hat{u}_j - \hat{v}_t)^2 T_t$.

On arrive au système d'équations suivant :

$$\text{pour } j = 1 \text{ à } J \quad \sum_t (u_{jt} - \hat{u}_j - \hat{v}_t) T_t = 0$$

$$\text{pour } t = 1 \text{ à } T \quad \sum_j (u_{jt} - \hat{u}_j - \hat{v}_t) = 0 \text{ ou } v_t = \frac{1}{J} \sum_j (u_{jt} - u_j)$$

Ce système étant de rang $(J + T - 1)$, il faut introduire une nouvelle équation. En prenant

$\sum_t v_t T_t = 0$, on arrive à $u_j = \frac{\sum_t u_{jt} T_t}{\sum_t T_t}$, ce qui exprime que \hat{u}_j est la vitesse moyenne de la balise j pour la période étudiée.

On peut écrire $r_{jt} = \varepsilon_{jt}/T_t$, ε_{jt} correspondant aux déplacements et non plus aux vitesses. On a alors :

$$\begin{aligned} E(\hat{u}_j) &= u_j & E(\hat{v}_t) &= v_t & \text{et} \\ (1) \quad \sigma^2(\hat{u}_j) &= \frac{\sum_t \sigma^2(\varepsilon_{jt})}{(\sum_t T_t)^2} & (\sigma(\hat{u}_3) &= 0,7 \text{ m/an}) \end{aligned}$$

$$(2) \quad \sigma^2(\hat{v}_t) = \frac{1}{J^2} \sum_j \frac{\sigma^2(\varepsilon_{jt})}{T_t} + \frac{1}{J^2} \sum_j \sigma^2(\hat{u}_j)$$

Si les ε_{jt} sont de même écart-type σ , on a :

$$(1') \quad \sigma^2(\hat{u}_j) = \frac{\sigma^2}{(\sum_t T_t)^2} \quad (\sigma = 0.2 \text{ m donne } \sigma(\hat{u}_j) = 0.7 \text{ m/an})$$

$$(2') \quad \sigma^2(\hat{v}_t) = \frac{1}{J} \frac{\sigma^2}{T_t^2} + \frac{1}{J} \sigma^2(\hat{u}_j)$$

	BALISE 1	BALISE 2	BALISE 3	BALISE 4	BALISE 5	BALISE 6	BALISE 7	BALISE 8	v_t $\sigma(v_t)$
01/07	21.34	66.42	114.66	120.83	123.26	122.12	117.51	102.59	7.73
1	6.74	7.89	8.17	8.45	9.82	9.88	7.64	2.28	1.53
		0.16	0.44	0.73	2.09	2.15	-0.09	-5.45	
08/07							3.11	4.15	
2	20.73	62.54	107.94	111.42	115.09	113.06	109.64	102.09	1.22
	6.13	4.01	1.45	-0.96	1.65	0.82	-0.23	1.78	1.18
		2.79	0.23	-2.18	0.43	-0.40	-1.45	0.56	
20/07			2.73	3.03	3.03	3.03	3.03	3.33	
3	20.84	57.28	103.69	110.13	111.41	109.16	104.27		-2.84
	6.24	-1.25	-2.80	-2.25	-2.03	-3.08	-5.60		0.89
		1.59	0.04	0.59	0.81	-0.24	-2.76		
		3.67	1.65	1.65	1.10	1.47	2.20	94.16	
09/08								-6.15	
4	20.55	56.42	101.68	106.44	108.02		103.59		-4.91
	5.95	-2.11	-4.81	-5.94	-5.42		-6.28		1.06
		2.80	0.10	-1.03	-0.51		-1.37		
		1.91	1.91	2.78	2.78	105.57	2.08		
30/08									
5	17.16	55.02	98.27	106.42	105.15		98.80	92.78	-7.43
	2.56	-3.51	-8.22	-5.96	-8.29		-11.07	-7.53	0.74
		3.92	-0.79	1.47	-0.86		-3.64	-0.10	
		2.00	1.64	1.64	1.64		1.82	1.64	
19/09									
6	16.84	57.80	104.36	108.97	111.41	108.04	108.02	93.56	-3.01
	2.24	-0.73	-2.13	-3.41	-2.03	-4.20	-1.35	-6.75	0.36
		2.28	0.88	-0.40	0.98	-1.19	1.16	-3.74	
		0.83	0.67	0.50	0.67	0.67	0.8	1.33	
11/10									
7	14.27	52.39	97.75	103.83	103.88	104.67		90.10	-8.46
	-0.33	-6.14	-3.74	-8.55	-9.56	-7.57		-10.21	0.29
		2.32	-0.28	-0.09	-1.10	0.89		-1.75	
		0.38	0.38	0.38	0.38	0.88		0.38	
09/11							99.74		
8	(-34.8)	(66.45)	(107.10)	(114.21)	102.43		-10.13		-11.01
					11.01				0.69
					0				
					0.47				
18/12									
9	17.27	54.20	102.20	107.92	108.50		102.89		-5.00
	2.67	-4.33	-4.29	-4.46	-4.94		-6.98		0.23
		0.67	0.71	0.54	0.06		-1.98		
		0.14	0.14	0.14	0.14				
09/02									
10	20.35	56.40	104.00	108.35					-2.31
	5.75	-2.13	-2.49	-4.03					1.78
		0.75	0.39	-1.15					
		1.22	3.27						
29/03									
11	27.60	59.20	108.00	113.72					1.17
	13	0.67	1.51	1.34					0.75
		-0.50	0.34	0.17					
		1.04	1.30	1.22	120.50				
10/05					7.06				
12	29.89	64.50	114.20	126.22					9.17
	15.29	5.97	7.71	13.84			115.53		1.59
		-3.20	-1.46	4.57			6.66		
		2.11	3.07	2.87					
29/05									
13	22.25	72.00	131.70	132.28					19.53
	7.66	13.47	25.21	19.90					1.61
		-6.06	5.68	0.37					
		1.37	3.65	2.74					
14/06									
14	15.67	56.60	106.30	113.93	116.00		111.73		0.70
	1.07	-1.93	0.31	1.55	2.56		1.36		4.55
		-2.80	-0.56	0.68	1.69		0.99		
		6.49	14.29						
29/06									
15	13.65	56.10	115.00	122.29	112.60		110.62		3.18
	-0.95	-2.43	8.51	9.91	-0.34		0.75		0.58
		-5.61	5.33	6.73	-4.02		-2.43		
		0.96	1.12	1.28					
21/07									
16	19.26	57.50	109.00	114.00	(129.96)		113.93	107.75	2.92
	4.66	-1.03	2.51	1.62			4.06	7.44	0.52
		-3.95	-0.41	-1.30			1.14	4.52	
				1.04					
11/08									
17		53.84		107.38	112.30	110.25	113.84	103.07	-1.02
		-4.69		-5.00	-1.14	-1.99	3.97	2.76	0.69
		-3.67		-3.98	-0.12	-0.37	4.39	3.78	
		1.65		1.77	1.65	1.42	1.54	1.65	
11/09									
18			102.79		109.22	113.81	114.40	105.41	3.36
					-3.16	0.37	2.16	5.10	
					-6.52	-2.99	-1.20	1.74	
06/12									
u_j	14.60	58.53	106.49	112.38	113.44	112.24	109.87	100.31	

Mais le calcul direct de u_j à partir du déplacement total D_j des balises en bois donne un meilleur estimateur qui de plus est utilisable si le plan d'expérience est incomplet :

$$\bar{u}_j = D_j / \sum_t T_t \quad \sigma(\bar{u}_j) = \sigma(D_j) / \sum_t T_t \quad (\text{de l'ordre de } 0.5 \text{ m/an}).$$

Le plan d'expérience se trouve sur le tableau 2. Pour pouvoir estimer u_j pour toutes les balises, nous l'avons calculé sur la période du 01/07/77 au 11/08/78. Une comparaison des valeurs prises par \hat{u}_j est u_j n'est possible que pour la balise 7 :

$$\hat{u}_7 = 108.51 \text{ m/an} \quad \text{et} \quad \bar{u}_7 = 109.87 \text{ m/an}.$$

L'écart entre les deux, bien qu'élevé, reste acceptable si l'on considère que $\sigma(\bar{u}_j) = 0.6 \text{ m/an}$ et $\sigma(\hat{u}_j) = 1 \text{ m/an}$. Pour les balises 1 à 5, une seule période manque. On peut donc calculer la vitesse correspondante par la formule :

$$\hat{u}_{jt_0} = (D_j - \sum u_{jt} T_t) / T_{t_0}$$

mais l'écart type $\sigma(u_{jt_0})$ est important :

$$\sigma^2(\hat{u}_{jt_0}) = \sigma^2(D_j) + \sum \sigma^2(\epsilon_{jt}) / T_{t_0}^2$$

et $\sigma(\hat{u}_{j8}) \approx 8 \text{ m/an}$ et $\sigma(\hat{u}_{j16}) \approx 15 \text{ m/an}$.

Compte-tenu de ces valeurs élevées de σ les vitesses ainsi obtenues aux balises 2 à 5, portées entre parenthèses sur le tableau 2, sont acceptables. Par contre, la vitesse obtenue pour la balise 1 est aberrante.

Pour le calcul des v_t , nous avons donc exclu la balise 1. Dans le tableau 2 se trouvent, pour chaque balise et chaque période, la vitesse u_{jt} , le terme $u_{jt} - u_j$, le résidu r_{jt} , et l'incertitude sur u_{jt} , $\sigma(r_{jt})$. Dans le bas du tableau se trouvent pour chaque période v_t et $\sigma(v_t)$. Dans la dernière colonne, se trouvent les u_j . L'écart type résiduel est de 2.71 m/an (3.04 m/an pour les vitesses obtenues à partir des balises métalliques et 2.55 m/an pour celles obtenues à partir des balises en bois) et l'incertitude moyenne de 2.74 (en moyenne quadratique). Statistiquement le modèle proposé semble acceptable et les variations saisonnières calculées (v_t) sont significatives. Celles-ci se trouvent sur la figure 28.

Mais un examen détaillé du tableau 1 montre que les résidus les plus élevés ($\geq 5 \text{ m/an}$) ne correspondent pas aux incertitudes les plus élevées et donc restent inexpliquées avec le modèle linéaire. Ces écarts importants apparaissent bien sur la figure 26 et correspondent peut-être à des variations de la déformation du glacier : pour les périodes 13 et 15 (du 29/05 au 14/06 et du 28/06 au 21/07/78), l'augmentation de la vitesse aux balises 3 et 4 serait nettement plus importante qu'aux autres balises. Pour les périodes 17 et 18 (du 11/08 au 6/12/78), c'est aux balises 7 et 8 que l'augmentation

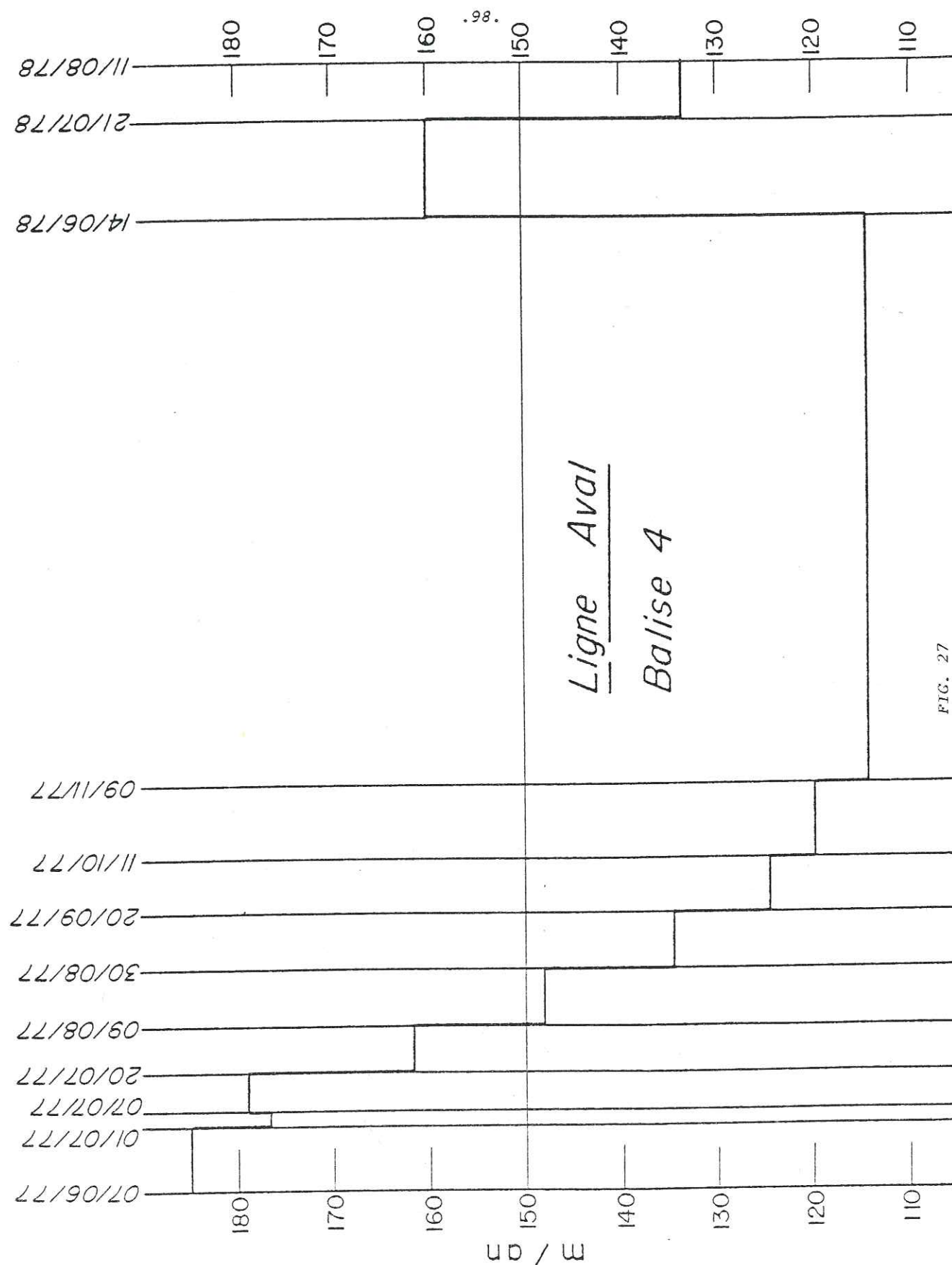


FIG. 27

serait la plus importante. Un tel phénomène a été observé à la ligne 1 pour les vitesses annuelles de 1975-76 et 1978-79 (cf. § 3.3 et fig. 14). Il est peut-être dû à des variations des conditions hydrologiques intra-glaciaires. D'autre part on remarque que les variations sont plus faibles à la balise 2 qu'aux autres balises. Les variations de vitesse s'accompagnent donc aussi de légères variations de la déformation d'ensemble du glacier.

Nous n'avons pas observé de variations sensibles de la vitesse verticale des balises.

5.5 RÉSULTATS À LA LIGNE AVAL

Pour cette ligne de balises, un nombre suffisant de balises n'a pu être suivi régulièrement que du 7 juin au 9 novembre 1977. Durant cette période, les variations sont dans le même sens aux 6 balises. Sur la figure 27, se trouvent les vitesses à la balise 4 : la vitesse diminue régulièrement au cours de la saison, si l'on excepte la période du 1er au 7 juillet. Cette "exception" qui se retrouve aux 6 balises, nous semble significative et montre un comportement différent des vitesses à l'amont et à l'aval de la chute de séracs. Si on compare les figures 27 et 28, on observe d'autres différences : la période du 19-20 septembre au 11 octobre ne se singularise pas à la ligne aval comme à la ligne amont. D'autre part, à l'échelle inter-annuelle, la vitesse à la ligne amont montre une tendance à l'augmentation de 1977 à 1978, alors que ce n'est pas le cas à la ligne aval. Bien qu'entre 1977-78 et 1978-79, on observe des augmentations de la vitesse annuelle aux deux lignes (voir figure 21), l'examen de ces variations à une échelle plus fine montre que les vitesses n'ont pas augmenté de la même manière, donc que les augmentations aux deux lignes ne sont pas liées comme on aurait pu le penser a priori.

5.6 INTERPRÉTATION DES VARIATIONS SAISONNIÈRES

Les variations saisonnières de la vitesse des glaciers en zone d'ablation sont connues depuis longtemps. Hodge (1972) a effectué une revue critique assez complète des principales observations effectuées sur ce sujet. Dans la littérature, on admet généralement que ces variations sont dues principalement à des variations de la vitesse de glissement, et que le facteur déterminant est la quantité d'eau se trouvant sous le glacier. Mais les informations en matière de dynamique et d'hydrologie sous-glaciaire étant encore très peu nombreuses, aucun mécanisme proposé n'a pu être vérifié de manière concluante.

Les premiers modèles mécaniques utilisés pour décrire l'écoulement des glaciers ne font pas intervenir de facteurs hydrologiques. La vitesse observée à la surface d'un glacier comprend une première composante due à la déformation interne du glacier et une seconde due au glissement de celui-ci sur son lit. La première composante varie comme la puissance quatrième de l'épaisseur h (voir chapitre 7), et la seconde de manière moins importante avec h . Connaissant l'altitude moyenne de la glace au profil 4 en septembre 77 et septembre 78, et les hauteurs de glace fondue ou de neige accumulée entre les différents relevés, nous avons pu estimer approximativement les variations de l'épaisseur du glacier (fig. 28-a) ramenées en hauteurs de glace. Celles-ci sont à peu près en phase avec celles de la vitesse. L'écart entre les

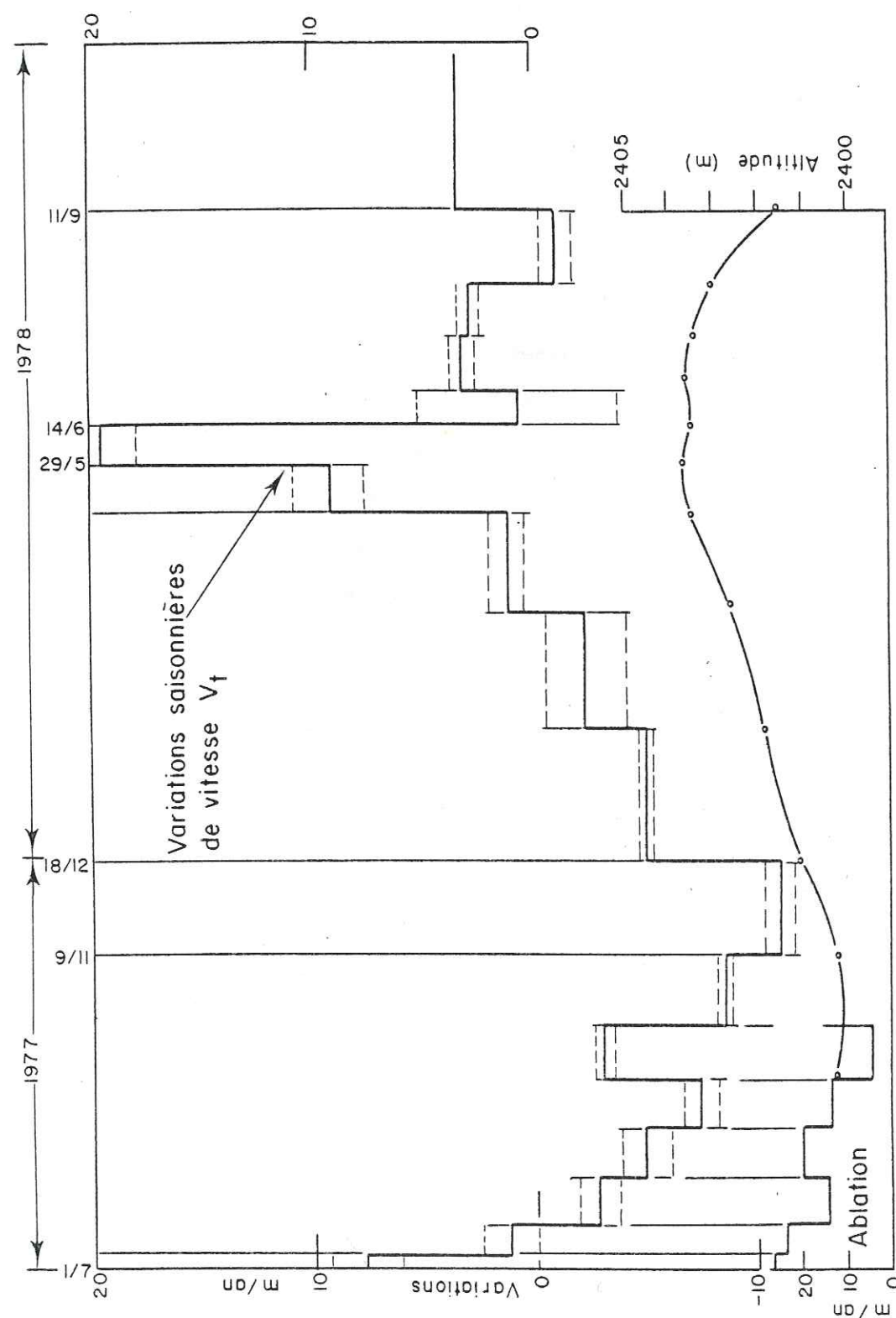


FIG. 28 a

niveaux minimal et maximal est d'environ 3.50 m, soit 1.4 % de l'épaisseur au centre du glacier. En se plaçant dans le cas limite où la vitesse ne serait due qu'à la déformation, on obtient une augmentation de la vitesse de 5.7 % alors qu'elle augmente de près de 30 %. En réalité, il est probable que la déformation ne rende même pas compte de la moitié de la vitesse en surface (voir l'annexe du chapitre 4). On ne peut donc pas expliquer les variations saisonnières de la vitesse sans faire intervenir un facteur hydrologique.

Le paramètre hydrologique intéressant à connaître serait la pression de l'eau à l'interface glace-rocher. Mais celle-ci n'a été mesurée que rarement, et jamais parallèlement à une étude complète des variations saisonnières de vitesse. Les paramètres hydrologiques qui ont été comparés à ces variations sont l'épaisseur de glace fondue, la quantité de pluie tombée et le débit du torrent émissaire du glacier, c'est-à-dire les quantités d'eau pénétrant dans le glacier et sortant de celui-ci. Sur la figure 28 b sont portés les variations de vitesse, les débits moyens de l'Arveyron d'Argentière mesurés à la passerelle non loin du front du glacier, auxquels sont ajoutés les débits captés sous le glacier au niveau du verrou de Lognan. Pour l'été 1977, la diminution régulière des débits correspond à une exception près à celle des vitesses. Pour l'été 1978, le maximum des vitesses se situe durant la première quinzaine de juin alors que celui des débits se trouve fin juillet/début août. Il semble que la situation observée en 1978 se rapproche de celles observées par la plupart des auteurs (Hodge, 1972) et que l'assez bonne corrélation observée en 1977 soit exceptionnelle. En effet, le maximum des vitesses se trouve en général au début de la saison d'ablation et les débits culminent un ou deux mois plus tard, au cours de l'été. (Notons qu'à Argentière, en 1979 et 1980, ils culminaient aussi au mois d'août). Les variations de la quantité d'eau transitant dans le glacier ne suffisent donc pas pour bien expliquer les variations de vitesse observées au Glacier d'Argentière.

Nous ne connaissons pas les pressions d'eau sous le Glacier d'Argentière en 1977 et 1978, mais, en 1980, nous avons mesuré les niveaux piézométriques dans la même zone (voir chapitre 6). Il semble que, contrairement aux débits, les niveaux d'eau dans les trous de forage aient tendance à baisser au cours de l'été. Ce phénomène a été observé également par Röthlisberger (1979) sur des glaciers suisses et par Hodge (1976) au South Cascade Glacier. Il peut donc expliquer la tendance générale à une diminution des vitesses observée au cours de l'été.

Mais pour expliquer la grande amplitude du maximum de vitesse du début de l'été, on ne trouve pas un tel "pic" pour les niveaux piézométriques. Nos mesures de 1980 correspondent pourtant bien à l'établissement du régime estival. Dans l'état actuel des connaissances, la meilleure explication de ce "pic" important de la vitesse au début de l'été nous semble être celle proposée par Iken (sous presse) selon laquelle, pour une pression donnée, les vitesses de glissement seraient les plus grandes pendant la phase transitoire de croissance des poches d'eau situées à l'interface glace-rocher. De même, elles seraient les plus faibles lors du retrécissement des cavités.

Reste à expliquer l'augmentation hivernale des vitesses qui a commencé avant même le début de l'hiver en 1977, alors qu'en général les débits n'augmentent qu'à partir du mois de mars. Il faudrait donc admettre que la pression augmente au cours de l'hiver et qu'elle est du même ordre de grandeur qu'en été. Malheureusement les mesures de la pression au cours

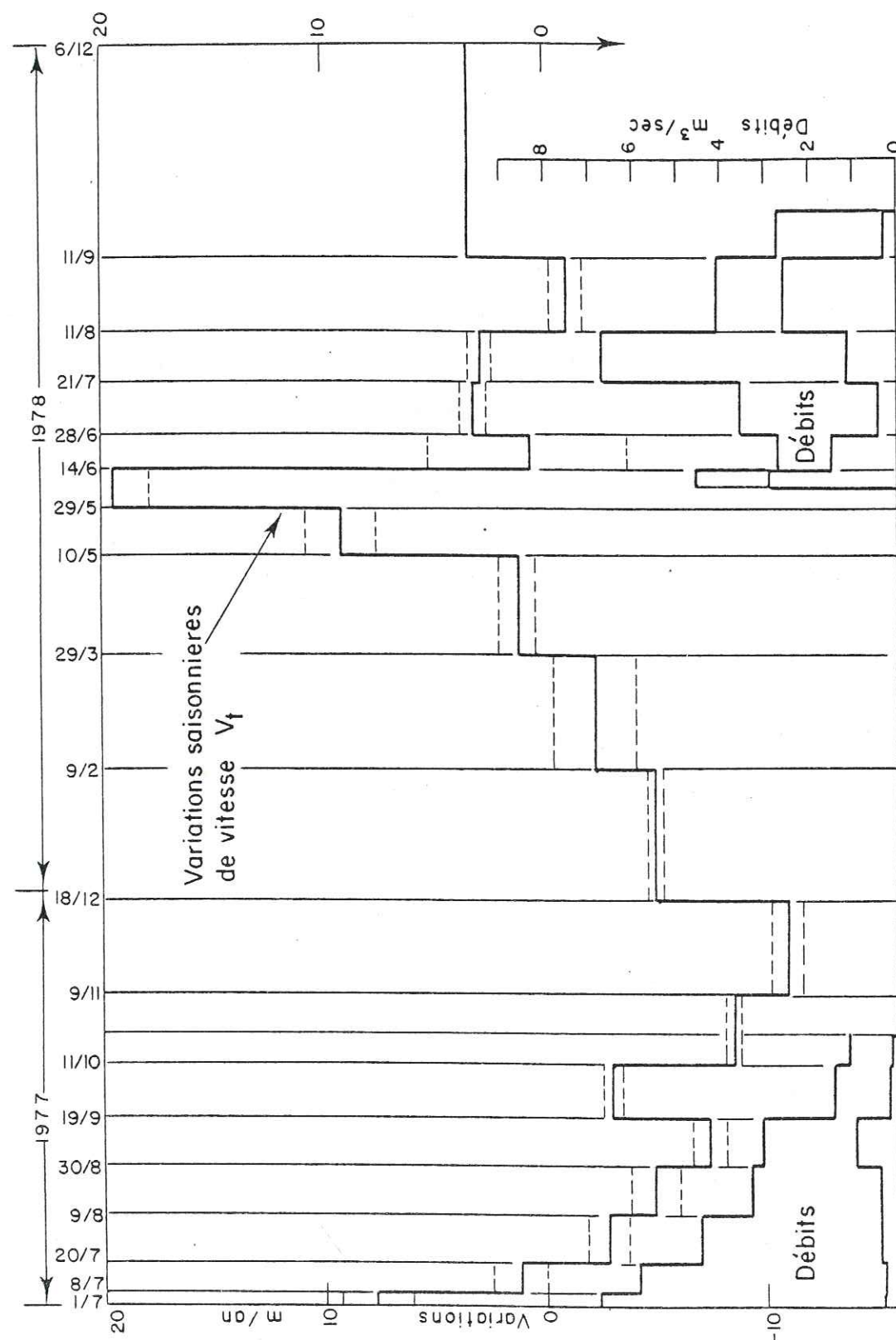


FIG. 28 La

de l'hiver sont encore plus rares qu'en été. De 1967 à 1969, l'EDF a enregistré la pression au fond d'une galerie de reconnaissance à 2120 m (voir figure 48). Il n'est pas évident que cette mesure ponctuelle reflète des conditions générales régnant à la base du glacier à l'amont du verrou de Lognan. Les résultats ont été rapportés par Vivian et Zumstein (1973). Bien que cela ne soit pas dit clairement, il semble que ces auteurs aient observé une pression moyenne plus élevée en hiver qu'en été. De toute façon, les ordres de grandeur sont les mêmes. Il ressort des observations de Mathews (1964) que la pression au South Leduc Glacier est plus élevée l'hiver que l'été. Les observations de Hodge (1976) montrent qu'au South Cascade Glacier, la pression commence à remonter au cours de l'automne. Ces observations suggèrent donc d'expliquer l'augmentation hivernale des vitesses par une augmentation de la pression.

5.7 VARIATIONS INTERANNUELLES DE LA VITESSE

On constate, de 1977 à 1980, une augmentation importante de la vitesse annuelle sur le plateau supérieur du glacier (lignes 4, 5 et 6). L'augmentation entre 77-78 et 78-79 à la ligne 4 peut être observée de manière détaillée sur la figure 28 a : le minimum automnal est nettement plus élevé en 78 qu'en 77.

L'augmentation de l'épaisseur du glacier sur le plateau supérieur entre septembre 1977 et septembre 1980, bien que corrélée avec elle, est loin d'expliquer l'augmentation de vitesse dans le cadre du modèle utilisé au paragraphe précédent (vitesse proportionnelle à h^4). Il en est de même pour l'augmentation observée sur la langue terminale.

On peut envisager deux hypothèses :

1) les conditions hydrologiques à la base du glacier ont varié au cours de ces dernières années,

2) un modèle local pour l'écoulement d'un glacier de vallée ne convient pas pour expliquer les phénomènes observés. Il faut absolument un modèle global considérant le glacier dans son ensemble. C'est la conclusion à laquelle sont arrivés Lliboutry et Reynaud (1981) pour expliquer la dynamique de la Mer de Glace : les fluctuations de vitesse sont synchrones sur toute la longueur étudiée (6 km) alors que les variations de niveau ne le sont pas à cause des ondes cinématiques qui parcourent le glacier à l'aval des séracs du Géant. Les vitesses de glissement sur toute la Mer de Glace semblent contrôlées par quelques zones où le corps du glacier doit beaucoup se déformer parce que la vallée n'y a pas une forme cylindrique. Les contraintes ainsi produites sont transmises sur de longues distances. Une telle zone qui contrôlerait les vitesses sur le plateau supérieur du glacier d'Argentière pourrait être celle du verrou de Lognan ou celle de la confluence avec le Glacier des Rognons, où se trouve peut-être aussi un verrou.

5.8 CONCLUSION

Les variations saisonnières importantes de la vitesse que nous avons observées au Glacier d'Argentière ne peuvent être expliquées sans faire intervenir un facteur hydrologique dans le mécanisme de glissement du glacier sur son lit. Pour confirmer les explications proposées, il serait nécessaire

de surveiller parallèlement la vitesse, le niveau piézométrique, les quantités d'eau entrant dans le glacier et en sortant, et ce durant un cycle annuel complet. Quant aux variations interannuelles de la vitesse, leur explication est plus difficile et il semble qu'une modélisation dynamique et hydrologique de l'ensemble du glacier soit nécessaire.

6 - MESURES DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE

6.1 INTRODUCTION

A la demande de la Société Electricité d'Emosson S.A., le Laboratoire de Glaciologie a exécuté une trentaine de forages sur le Glacier d'Argentières en vue de connaître le niveau piézométrique de l'eau sous-glaciaire en amont du verrou de Lognan. A cet endroit la surface du glacier a la forme d'un plateau peu accidenté qui se termine vers l'avant par une zone de crevasses transversales où se forment les séracs de Lognan. (La figure 48 donne une coupe longitudinale du glacier au niveau du Verrou de Lognan).

Quant au lit rocheux, il avait fait l'objet d'une reconnaissance sismique en 1955, effectuée pour Emosson S. A. par Süssstrunk. Mais les forages effectués depuis les galeries au rocher ou depuis la surface du glacier permettent une détermination plus sûre, bien que dans le second cas les altitudes obtenues peuvent être trop faibles du fait de l'inclinaison des trous ou trop élevées si le lit n'a pas été réellement atteint. Sur la figure 29, se trouvent les forages de 1957-58 et de 1979-80 ainsi que les courbes de niveau fournies par l'étude sismique ; sur la figure 47 un profil transversal fourni par la même étude sismique, et les profondeurs atteintes par les forages. On constate que l'écart peut dépasser 30 m.

La prospection sismique ne peut donc donner que des résultats très approximatifs. Le profil transversal de la vallée est plus en U que ne le suggérerait Süssstrunk.

6.2 FORAGES 1979

Une campagne d'essais eut lieu en septembre 1979 afin de tester le matériel de forage à l'eau chaude, nouvellement acquis, bien qu'on ne disposât à l'époque ni de touret, ni de moyen de contrôle de la pression de la sonde sur le fond du trou. Cinq trous furent forés du 21 au 27 septembre. Les principaux résultats se trouvent dans le tableau suivant :

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
79-1	21/09	245m	52m	125m	36m
79-2	23-24/09	195m	65m	220.5m	28.5m
79-3	25/09	125m	120m	126.5m	
79-4	26/09	180m	37m	116m	
79-5	27/09	225m	70m	83m	22.5m

- (1) numéro du trou
- (2) date du forage
- (3) longueur de tuyau déroulé dans le trou
- (4) profondeur approximative du forage lorsque le niveau de l'eau, visible jusque là, s'abaisse dans le trou
- (5) profondeur à laquelle a pu être descendu un lest d'acier (diamètre 2 cm, longueur 30 cm) suspendu à un filin d'acier
- (6) profondeur à laquelle le niveau d'eau, mesuré à l'aide d'un flotteur, semblait stabilisé

Il faut noter que la valeur (3) ne donne qu'une mesure très approximative de la profondeur du trou car le tuyau est assez élastique. Des profondeurs plus précises n'ont pu être mesurées à l'aide du lest que dans les trous 79-2 et 79-3, celui-ci n'ayant pas atteint le fond des autres trous. Le trou 79-3, proche de la rive droite, s'est vidé quand la sonde a atteint le lit rocheux. Le trou 79-2, dont le forage a été relativement bien contrôlé, a probablement atteint le lit. Les forages 79-1 et 79-5 l'ont peut-être atteint. Le 16/10, le niveau d'eau dans le trou 79-1 était à environ 35 m sous la surface.

6.3 MATÉRIEL UTILISÉ EN 1980

La solution retenue pour réaliser des trous jusqu'au lit rocheux fut le procédé de forage à l'eau chaude. La vitesse de forage est rapide puisqu'il faut en moyenne une heure pour aller à 60 m, deux heures pour 110 m et trois heures pour 150 m. Le poids du matériel est relativement

faible : la chaudière pèse 150 kg, le touret avec 400 m de tuyau, 400 kg, et le groupe électrogène 120 kg. Enfin il n'y a pas de problèmes majeurs liés à la présence de sable ou de débris rocheux. Toutefois, il arrive que la sonde rencontre une pierre trop grosse pour pouvoir être contournée : le forage doit alors être abandonné. Malgré la mise en place d'un dispositif destiné à "sentir" si la sonde est au contact de la glace durant le forage, l'élasticité du tuyau utilisé fait qu'à partir de 200 m de profondeur environ, il n'est pas toujours très aisé de conduire le forage, surtout s'il rencontre des obstacles tels que de petites pierres. On n'est donc jamais absolument sûr d'avoir atteint le lit rocheux.

Le principe de fonctionnement de ce forage à l'eau chaude est le suivant : une pompe fait circuler de l'eau froide à travers une chaudière et l'eau chaude ainsi produite est injectée dans la glace par un long tuyau en caoutchouc et une sonde rigide de plusieurs mètres de longueur placée à son extrémité. Celle-ci permet d'obtenir un trou à peu près vertical à condition de la laisser légèrement en suspension. Un dispositif spécial permet de contrôler si la tête de la sonde repose sur le fond, tout contact avec la glace se traduisant par une augmentation rapide de la pression de l'eau, aisément mesurable en surface. La chaudière est un nettoyeur à eau chaude Kärcher 800. Il fournit 750 l/h d'eau à température réglable entre 60 et 90°C sous 75 bars au maximum. Il consomme 7 l de fuel par heure et une puissance électrique de 2,5 kVA. Le tuyau est un flexible armé de 400 m de long composé de 4 longueurs reliées par des raccords sertis (diamètre intérieur : 12,7 mm, diamètre extérieur : 22 mm, poids : 460 g/m). Il est enroulé sur un touret équipé d'un motovariateur hydraulique de 0,5 CV de puissance. La sonde a une longueur de 5 m et son diamètre maximum est de 45 mm.

Dans un glacier comme celui d'Argentière, l'eau disparaît de la surface pendant le forage dans la majorité des cas. Il faut donc travailler en circuit ouvert et par suite disposer d'une source d'eau froide de débit suffisant. Celle-ci n'existe pas sur le glacier dans la zone étudiée et il a fallu la capter sur les rives. Début juin, nous avons eu beaucoup de mal à obtenir un débit suffisant. Cette contrainte rend donc impossible toute opération trop tôt en saison.

L'appareil utilisé pour détecter le niveau de l'eau est constitué par un tube ajouré dans lequel se trouve un flotteur muni à son extrémité supérieure d'un aimant. Quand l'appareil pénètre dans l'eau, l'aimant ferme un interrupteur magnétique déclenchant ainsi un signal sonore en surface. L'incertitude sur la longueur de fil descendue dans le trou est de l'ordre de 50 cm pour des profondeurs d'une cinquantaine de mètres. Le même appareil, muni d'un lest, a été utilisé pour mesurer la profondeur des forages.

6.4 FORAGES 1980

En 1980, 28 trous furent forés à l'eau chaude et un au carottier électrothermique pour une étude pétrographique de la glace. Dans les 18 trous forés en juin, désignés par des lettres de A à N, les niveaux d'eau furent relevés, jusqu'au 31 juillet pour deux d'entre eux. Du 23 août au 3 septembre, 9 trous ont été forés, dans lesquels ont été laissés des "fils d'Ariane" en vue d'étudier la déformation du glacier. Les niveaux d'eau ont été relevés

dans 7 d'entre eux jusqu'au 1er septembre, date à laquelle le fil et l'appareil détecteur de niveau d'eau ont été perdus dans un des trous. Ces trous sont désignés par des nombres correspondant à un réseau de balises. Enfin deux trous ont été forés près des rives les 19 et 20 septembre pour des injections de bichromate qui ont été effectuées sous la direction de M. Legland (trous B et O). La mention "bis" correspond à des trous qui n'ont pas atteint le lit (Hbis, Ibis, Jbis) ou dans lesquels aucune mesure n'a pu être faite (Cbis). De nouveaux trous ont alors été forés à quelques mètres de ceux-ci (C, H, I, J).

Les informations concernant les forages et les niveaux d'eau pour chaque trou se trouvent dans les figures 30 à 46.

Sont représentés en fonction du temps : la progression du forage, en trait gras, et les points de mesure du niveau d'eau, reliés par un trait moyen. Des lignes de rappel, en trait fin, précisent la date exacte de certaines mesures effectuées en cours de forage. Différentes remarques, propres à certains trous, se trouvent également sur ces figures.

Dans tous les trous le niveau d'eau, visible au début du forage, a baissé ensuite de quelques dizaines de mètres, puis il a continué à varier. L'appareil utilisé ne permettant pas de suivre les niveaux d'une manière continue, les vitesses de variation ne sont pas connues précisément. Néanmoins on peut distinguer les chutes rapides du niveau (au moins quelques dizaines de mètres par heure) des variations plus lentes (quelques décimètres par heure, au plus 3 m/h). Il semble qu'en général les variations commencent par une chute rapide du niveau, qui peut survenir au cours du forage, à la fin de celui-ci, ou dans les jours suivants. Ensuite elles sont plus lentes mais peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres en quelques jours. Dans quelques cas, on peut avoir un niveau stable pendant un ou plusieurs jours (trous A, D, Ibis). Il arrive aussi qu'une seconde chute se produise (trous 9, 8, peut être L). Enfin, certaines mesures peuvent avoir été effectuées au cours d'une chute du niveau.

Le 31 juillet 1980, les mesures n'étaient encore possibles que dans le trou K et dans le trou du carottage. Dans les autres, les mesures ont cessé avant cette date pour différentes raisons. Dans 7 trous, la sonde ne pouvait plus descendre jusqu'à l'eau (E, G, H, Hbis, I, J, L). Cinq trous étaient obstrués à quelques mètres sous la surface et remplis d'eau (C, F, Jbis, M, N). Dans quatre trous le niveau s'était stabilisé (A, D, Ibis, Hbis).

Le 30 août 1980, les trous H à L étaient encore très visibles. Les trous F et G étaient très refermés, et les autres, plus proches des rives, n'ont pas été retrouvés. (Le trou E étant déjà très refermé le 17 juillet).

Le fait le plus intéressant qui ressort des mesures effectuées en juin et juillet 1980 est l'excellente corrélation qui existe entre les variations des niveaux dans certains trous (trous H, I, J en particulier), bien que ces niveaux soient différents (fig. 49, 50, 51). D'autre part, les niveaux d'eau s'abaissent quand on approche des rives (fig. 47).

D'après les mesures d'août, les niveaux s'abaissent aussi vers l'aval : les niveaux dans les trous 11, 12 et 2 sont respectivement plus

élevés que dans les trous 9, 1 et 3. Ce phénomène apparaissait également en septembre 1979 : le niveau dans le trou 5-79 était plus élevé que dans le trou 1-79 (fig. 48).

Des mesures de pression ont été effectuées par EDF de 1967 à 1969 au fond d'une galerie de reconnaissance à 2120 m (Vivian et Zumstein, 1973). Comme le montre le profil longitudinal de la figure 48, ces anciennes mesures sont compatibles avec les nôtres pour l'intensité des pressions. Mais le cycle journalier observé par ces auteurs n'a pas été retrouvé dans les trous de forage.

6.5 RELATION NIVEAUX - QUANTITÉ D'EAU FOURNIE

Pour plus de clarté, nous n'avons représenté sur la figure 53 que les niveaux dans les trous H, K, et du carottage. Les températures maximales dans la vallée de Chamonix représentent bien la fonte à la surface du glacier, mais ne rendent pas compte des pluies. Il faut donc utiliser les débits captés sur le glacier au niveau du verrou de Lognan et enregistrés au dégraveur. Ils semblent présenter un retard d'environ deux jours sur la quantité d'eau fournie à la surface, ainsi qu'un certain lissage de celle-ci.

A priori, la réaction immédiate du niveau à une arrivée d'eau importante est une augmentation de celui-ci, et une diminution si l'eau n'arrive plus. Cette réaction initiale a bien été observée pour la baisse de niveau du 9 juin et pour l'augmentation du 13 avec un retard normal d'un ou deux jours sur les températures. De même, l'augmentation du 26 juin correspond à un après-midi assez chaud sur le glacier (alors que la vallée était sous les nuages) et la diminution du 31 juillet correspond peut-être au temps nuageux de la veille.

Mais cette réaction initiale ne se poursuit pas et les arrivées d'eau importantes des 12-13-14 juin (foehn) et des 15-16 juillet (pluies abondantes) sont suivies d'importantes chutes du niveau d'eau : pour le trou H, chute de 39 m du 14 au 18 juin et de 33 m du 17 au 18 juillet. Après ces chutes, le niveau est remonté en deux jours à une valeur proche du niveau initial.

Si l'on s'intéresse aux variations à plus long terme, il est net que l'apparition des conditions estivales à la fin du mois de juillet correspond à une baisse des niveaux. De plus le retour à de faibles débits vers le 1er juillet correspond dans le trou H, à une remontée du niveau. Il y aurait donc à long terme, une corrélation négative entre niveaux et débits. Il est difficile de comparer les niveaux mesurés fin août avec ceux mesurés en juin et juillet car les trous ne sont pas au même endroit. Néanmoins il semble qu'au voisinage de la ligne de forage de juin, les niveaux soient plus bas à la fin de l'été qu'au début bien que les débits enregistrés fin août soient du même ordre que ceux enregistrés fin juillet. Il est donc possible qu'il y ait au cours de l'été une tendance à la baisse bien que le débit ne diminue pas. De plus, il semblerait que les variations à court terme soient plus rapides fin août. (dans le trou 9, chute d'au moins 46 m en 18 heures les 30 et 31 août).

6.6 INTERPRETATION

Le fait que les trous se vident partiellement prouve qu'ils sont entrés en communication avec une cavité fermée, ou avec un réseau ouvert intra ou sous-glaciaire. Dans le premier cas, une fois la cavité remplie, l'eau doit revenir à son niveau initial grâce au débit injecté par la sonde. C'est ce qui s'est passé dans le trou Hbis où, après 2,50 m de forage, le trou s'est vidé puis s'est rempli en quelques minutes. Ce type de phénomène rapide ne peut être observé qu'en surveillant constamment le niveau de l'eau. Dans le second cas le niveau s'est ajusté à la pression qui règne dans le réseau, et la connexion établie est capable d'évacuer le débit injecté par la sonde. Si ensuite le niveau fluctue, cela prouve que le réseau n'est pas à la pression atmosphérique. Par contre, s'il est stable, le trou a connecté avec un réseau à pression constante. Mais le débit d'eau de fonte à évacuer variant constamment, un réseau de drainage à pression constante non nulle est peu probable. Un niveau longtemps stable correspond donc à une connexion avec un réseau à la pression atmosphérique (trous A, D, Ibis).

Si la chute du niveau se produit au cours du forage, il est fort probable que ce soit au moment où celui-ci atteint un réseau intraglaciaire (trous H, I, J, K, L et carottage). On peut donc localiser la connexion. De même, si la chute se produit au moment où le lit glaciaire est atteint, une connexion avec un réseau sous-glaciaire est très probable (trous C, E, peut-être F). Si la chute a lieu après le forage (trous A, D, N, Hbis, I bis), deux hypothèses sont possibles :

1) le glissement du glacier sur son lit amène le trou en communication avec un réseau sous-glaciaire,

2) sous l'effet de la pression élevée de la colonne d'eau du forage, la très faible perméabilité d'interstice de la glace peut augmenter progressivement, permettant une connexion avec un réseau sous-glaciaire (ou intraglaciaire dans le cas d'un trou n'ayant pas atteint le fond).

Le tableau ci-dessous montre l'interprétation retenue pour la plupart des forages.

	Immédiate	Retardée
connexion intraglaciaire	H I J Jbis K L 1 2 3 12	H bis Ibis
connexion sous-glaciaire	C E F Cbis 8 9 79-3	A D N

On peut remarquer que les connexions intraglaciaires correspondent aux trous les plus centraux (H à L) et les connexions présumées sous-glaciaires aux trous les plus proches des rives. L'étanchéité de l'interface glace-rocher dans la région centrale ressortait déjà des forages mécaniques

que fit exécuter EDF en 1957-58 (Reynaud, 1959). Cette étanchéité, plus grande là où le glacier est plus épais, s'accorde bien avec l'idée défendue depuis longtemps par Lliboutry (1968-79) selon laquelle l'absence d'étanchéité est liée aux décollements à l'interface glace-rocher. (Les amples cavités sur la face aval du verrou de Lognan, que l'on peut visiter, en donnent une idée très fautive. Il doit s'agir le plus souvent de petites cavités décimétriques, remplies de boue et de glace de regel stagnante, sous une assez forte pression hydrostatique).

Dans les trous qui ont eu des connexions retardées, le niveau s'est ensuite stabilisé assez rapidement (à la surface ou non). C'est peut-être le cas aussi dans les trous qui ont eu des connexions sous-glaciaires. Si cette stabilisation des niveaux est causée par la fermeture de ces connexions, cela prouve qu'elles sont plus précaires que les connexions intraglaciaires immédiates. Mais cette stabilisation peut être due à l'obstruction des trous de forage par des blocs de glace ou des cailloux expulsés des parois, des failles ou des cisaillements intenses. Dans ce cas, elle est plus probable dans les trous proches des rives où la déformation est la plus importante.

Les connexions établies entre les trous H, I, J et Hbis, Ibis et Jbis, distants de 1 à 2 m en surface, ne sont pas franches ni durables. Le niveau dans le trou Hbis s'ajuste à celui du trou H puis la connexion cesse. Les variations de niveau dans le trou Ibis semblent très amorties par rapport à celles du trou I. La connexion entre ces deux trous semble avoir cessé le 20 juin et s'être plus ou moins rétablie le 24. Le 17 juillet, elle a cessé à nouveau. Quant aux trous J et J bis, l'écart entre leurs niveaux d'eau respectifs a atteint 3 m. Il ressort de ces observations que les connexions entre ces trous doivent s'effectuer par des zones peu perméables.

Mais la corrélation entre les variations des niveaux d'eau dans des trous distants d'une centaine de mètres nécessite l'existence de réseaux intraglaciaires assez étendus et assez denses. On peut donc parler de nappes d'eau intraglaciaires dont le niveau piézométrique est donné par les hauteurs d'eau dans les trous de forage. La diminution de ces hauteurs d'eau vers l'aval et vers les rives renseigne sur la direction de l'écoulement. Il existerait donc des écoulements latéraux importants, et peut-être un collecteur important rive droite, plus ou moins sous-glaciaire, et non pas (comme on se l'imagine habituellement) un collecteur sous-glaciaire dans l'axe de la vallée. Cela est sans doute lié à l'existence du verrou de Lognan.

Le glacier peut donc être considéré comme un milieu poreux. Mais s'agit-il d'une porosité d'interstice ou d'une porosité de chenaux ? Dans le premier cas la circulation de l'eau se ferait par un très grand nombre de microchenaux situés aux intersections de trois grains, et se joignant par quatre aux intersections de 4 grains et c'est là que serait localisée toute l'eau liquide. Ce modèle, proposé par Nye et Franck (1973), a été réfuté (du moins sous cette forme simpliste) par Lliboutry (1971 - 1976), en s'appuyant sur les mesures de teneur en eau effectuées dans la Vallée Blanche (Vallon et autres, 1976) : la perméabilité qui en résulterait serait trop importante. Dans le second cas, les plus gros microchenaux s'aggrandiraient aux dépens des plus petits et l'écoulement se ferait finalement dans des chenaux discrets assez importants qui formeraient un réseau arborescent de type karstique. Ce second modèle a été défendu par Mathews (1973), Shreve (1972) et Röthlisberger (1972).

Au Glacier d'Argentière, la réalité semble intermédiaire entre les deux schémas traditionnels. En effet, avant la connexion, le débit injecté dans la sonde ($750 \text{ l/h} \approx 0,2 \text{ l/s}$) n'est pas évacué par les parois du trou, ce qui prouve une perméabilité très faible. Quand la connexion s'établit, le niveau d'eau chute, malgré ce débit injecté, à une vitesse qui peut être de l'ordre de $1 \text{ à } 10 \text{ m/s}$ qui correspond à un débit de $0,02 \text{ à } 0,2 \text{ l/s}$. Autrement dit, un débit de $0,22 \text{ à } 0,40 \text{ l/s}$ est évacué. Même un doublement de la teneur en eau moyenne de la glace (Vallon, non publié) ne peut pas expliquer, dans le modèle de Franck, cette augmentation beaucoup plus importante de la perméabilité. Il faut que dans cette zone existent des chenaux avec lesquels les trous entrent en communication.

De plus, si le glacier se comportait comme un milieu poreux interstitiel inerte, les débits croitraient avec le gradient hydraulique c'est-à-dire, la pression à l'aval étant la pression atmosphérique, avec le niveau de l'eau dans les trous. Ce n'est absolument pas le cas.

D'autre part, nous avons calculé le profil de la ligne piézométrique au dessus d'un canal noyé qui commencerait au verrou, dans le cadre de la théorie de Röthlisberger (voir chapitre 8). Rappelons les principales hypothèses de cette théorie :

- (1) glace imperméable,
- (2) pas d'apport d'eau à une température positive : la seule énergie pouvant fondre la glace est newtonienne,
- (3) débit constant et état de régime pour les températures,
- (4) fermeture plastique d'un chenal calculée en ignorant tout cisaillement à la base du glacier.

Avec un débit du même ordre de grandeur que ceux capturés, le niveau piézométrique ainsi calculé atteint environ 2240 m dans la ligne de forages de 1980 alors que les niveaux d'eau mesurés en juin-juillet 1980 varient entre $2310 \text{ et } 2360 \text{ m}$. Pour retrouver un niveau piézométrique acceptable, il faudrait admettre des conduits ayant des diamètres de l'ordre du millimètre, où l'écoulement est laminaire et non plus turbulent, et n'évacuant chacun que moins d'un verre d'eau à l'heure.

Mais le résultat qualitatif de Röthlisberger (1972) selon lequel le débit en régime permanent est d'autant plus grand que le niveau d'eau est bas ne peut être rejeté. Il expliquerait la tendance à la baisse observée à la fin du mois de juillet avec l'apparition des conditions estivales et l'éventuelle baisse du niveau au cours de l'été. Malheureusement, la campagne de mesures de juin-juillet ne correspond qu'à la phase de transition précédant le régime estival, qui est apparu très tardivement en 1980, et les mesures de fin août sont trop ponctuelles. Il serait nécessaire de suivre les niveaux durant une période plus longue. (Des capteurs de pression devant fonctionner plusieurs mois sous le glacier sont actuellement expérimentés par C. Rado).

Les "puits" de la courbe des niveaux observés du 15 au 20 juin et du 17 au 20 juillet correspondent à des phénomènes transitoires. On peut les expliquer de la manière suivante : une période de grande fonte provoque, avec quelque retard, une augmentation du glissement du glacier et des décollements. L'eau s'emmagine alors progressivement entre glace et lit rocheux, ce qui fait baisser les niveaux dans les trous. Une fois les cavités remplies, le niveau remonterait. Cette explication est en accord avec les observations effectuées sur l'Unteraargletscher par Iken et autres (1979) :

Ces auteurs ont observé, au début de la saison d'ablation, un soulèvement de la surface du glacier qu'ils attribuent à un stockage d'eau dans des cavités à l'interface glace-rocher.

6.7 CONCLUSION

Contrairement à ce qui s'est passé sur d'autres glaciers où les trous ne se sont vidés que dans une minorité de cas (Röthlisberger, 1979 ; Hodge, 1976 - 1979), tous les trous forés dans le Glacier d'Argentière se sont vidés (parfois quelques jours après la fin du forage). Plutôt que le réseau de drainage sous-glaciaire dont parlent ces auteurs, nous avons mis en évidence une nappe d'eau intraglaciaire* au niveau du surcreusement de Lognan, et nous en avons mesuré le niveau piézométrique. Le glacier est donc un milieu "poreux", pouvant stocker de l'eau, mais il n'est que très faiblement perméable. Cette porosité est intermédiaire entre une porosité d'interstices et une porosité de chenaux, de type karstique. De plus la perméabilité et le drainage évoluant constamment, on peut parler d'une perméabilité dynamique. Selon Lliboutry (1971), elle serait liée à la déformation et à la recristallisation continue de la glace, qui fait migrer les canalicules capillaires entre grains, les rendant plus ou moins interrompus par des bulles d'air

L'abaissement du niveau piézométrique vers la rive droite indique des écoulements importants vers la partie marginale du glacier où l'interface glace-rocher est moins étanche que dans la partie centrale. Le drainage s'effectuerait donc à travers la masse du glacier, vers la rive droite, où doivent se trouver des collecteurs, probablement à la pression atmosphérique. Rien ne laisse supposer qu'un écoulement sous glaciaire ait lieu au fond de la cuvette.

* Une nappe souterraine, ou nappe d'eau, est l'ensemble de l'eau saturant un terrain et dont les différentes parties sont en liaison continue, proche ou éloignée, les unes avec les autres, que ce soit à travers des pores, des fissures ou des chenaux (Schoeller, 1962, p. 155).

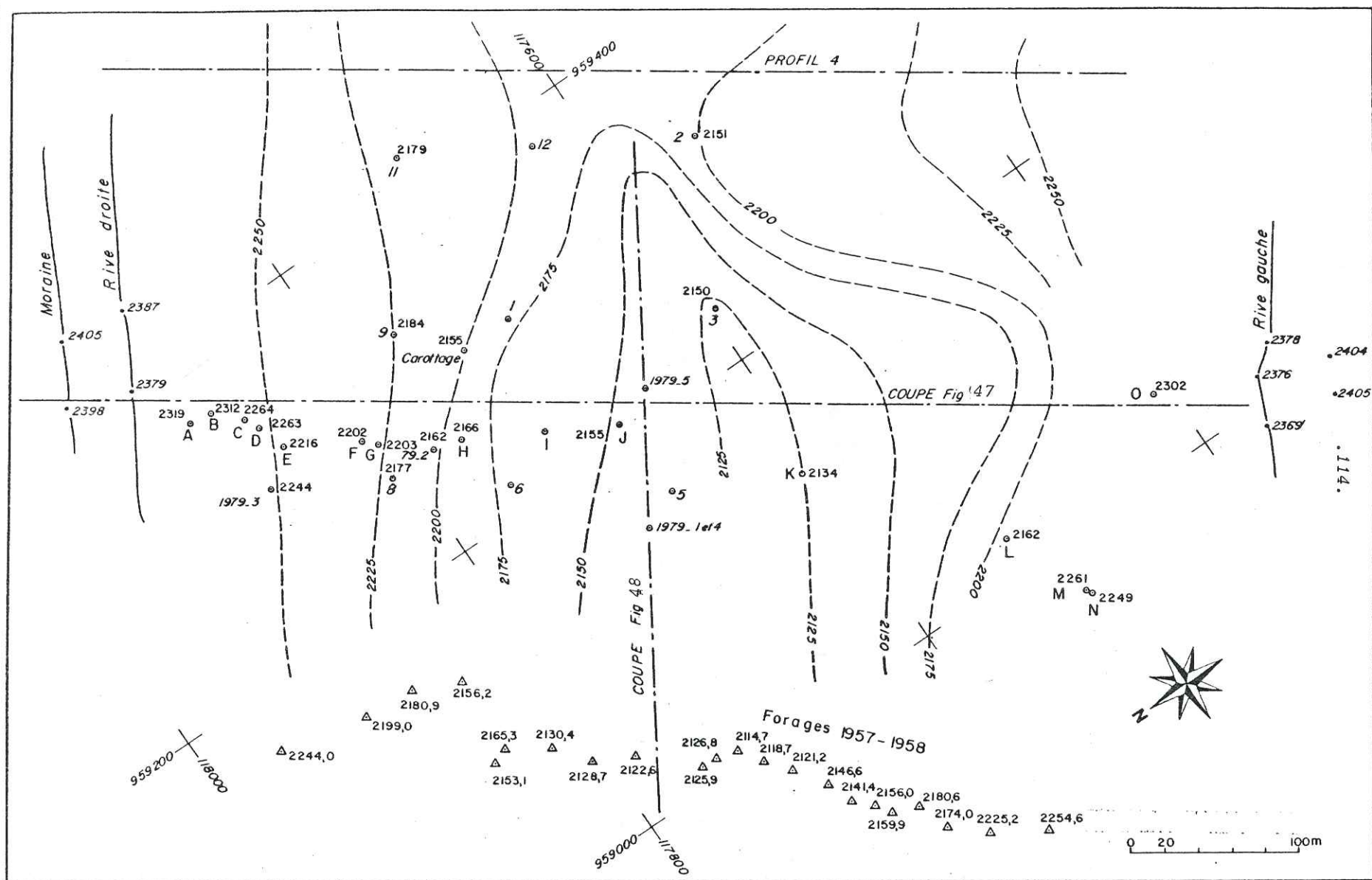


FIG. 29: Plan de situation des forages et altitude du bedrock. Les points côtés correspondent aux profondeurs des forages ayant atteint le bedrock. Les courbes de niveau, fournies par l'étude sismique (Süsstrunk, 1955) sont à considérer avec prudence

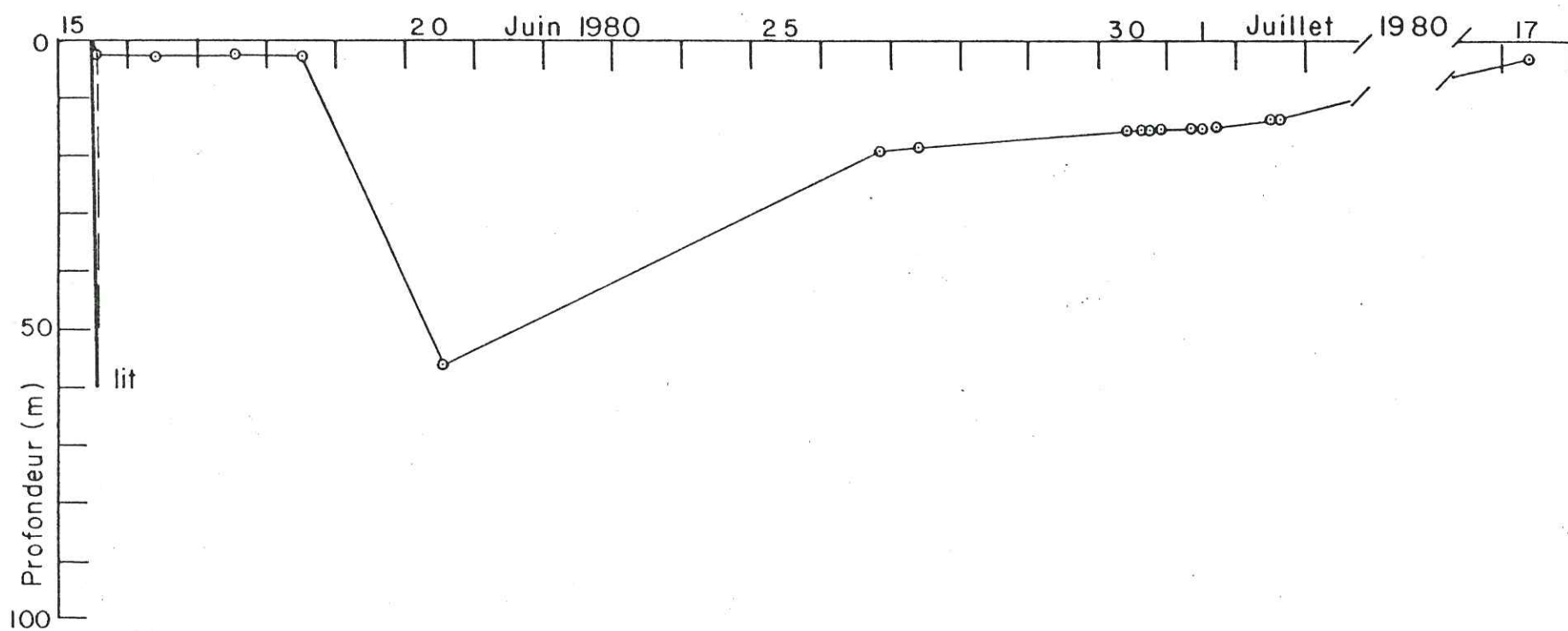
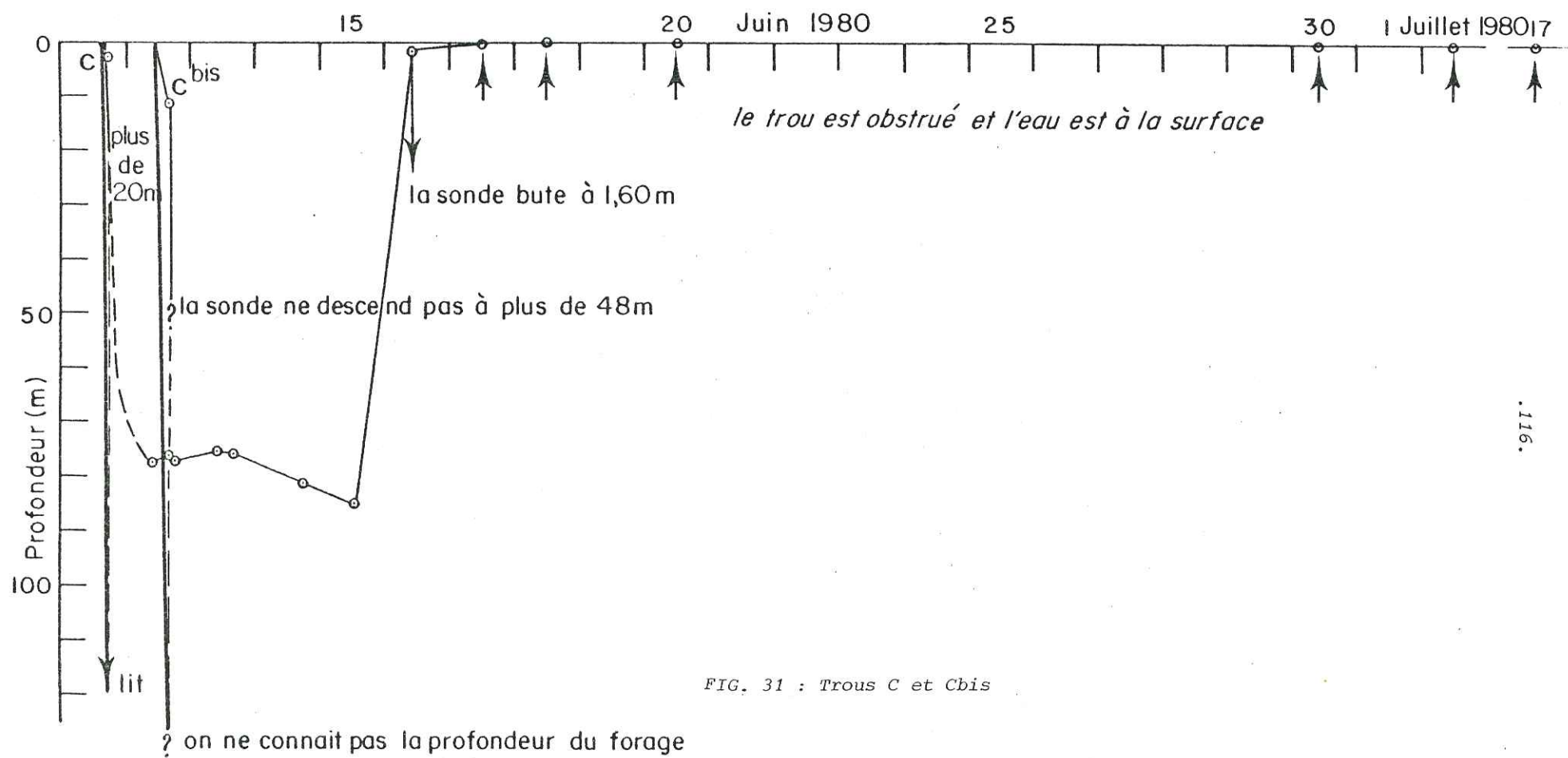
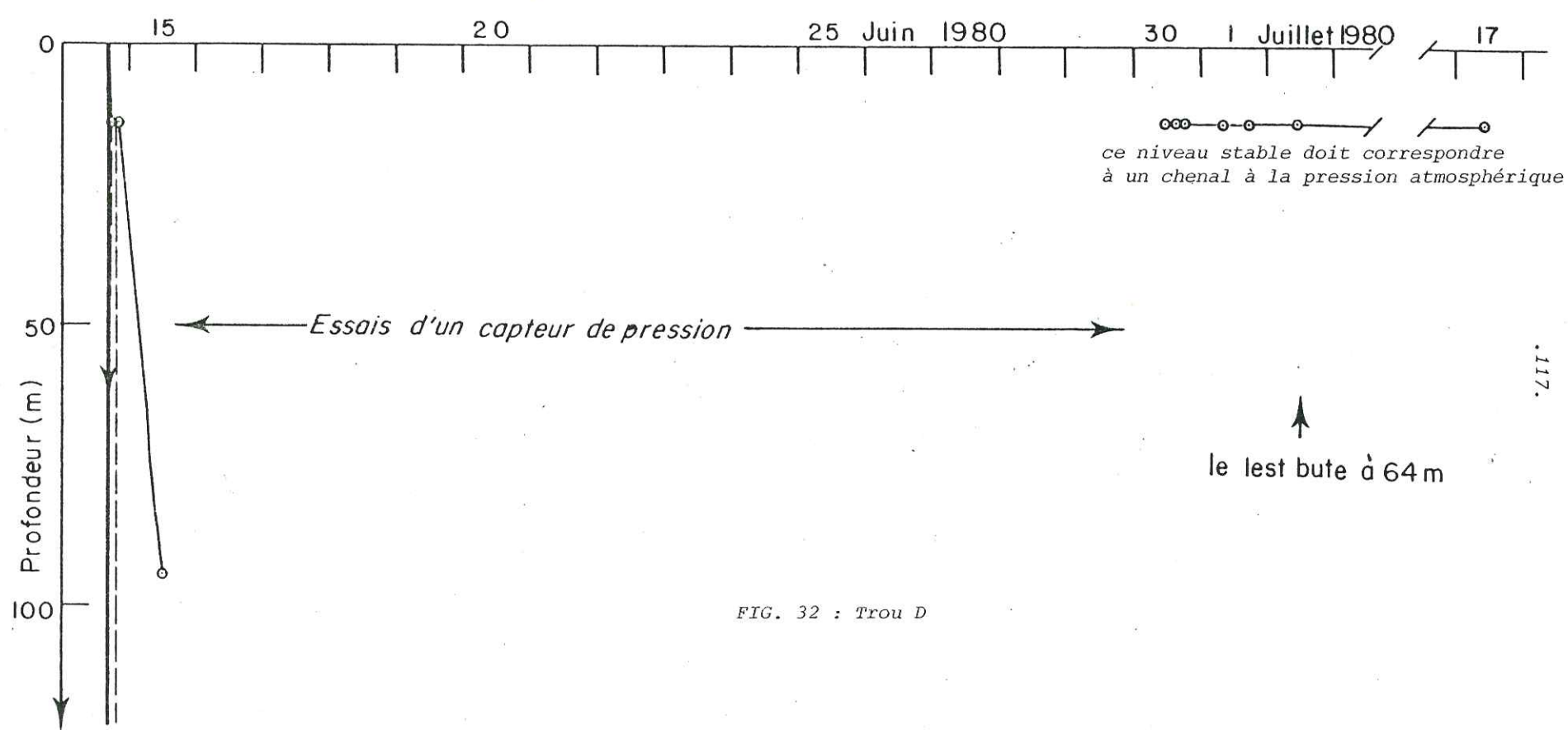


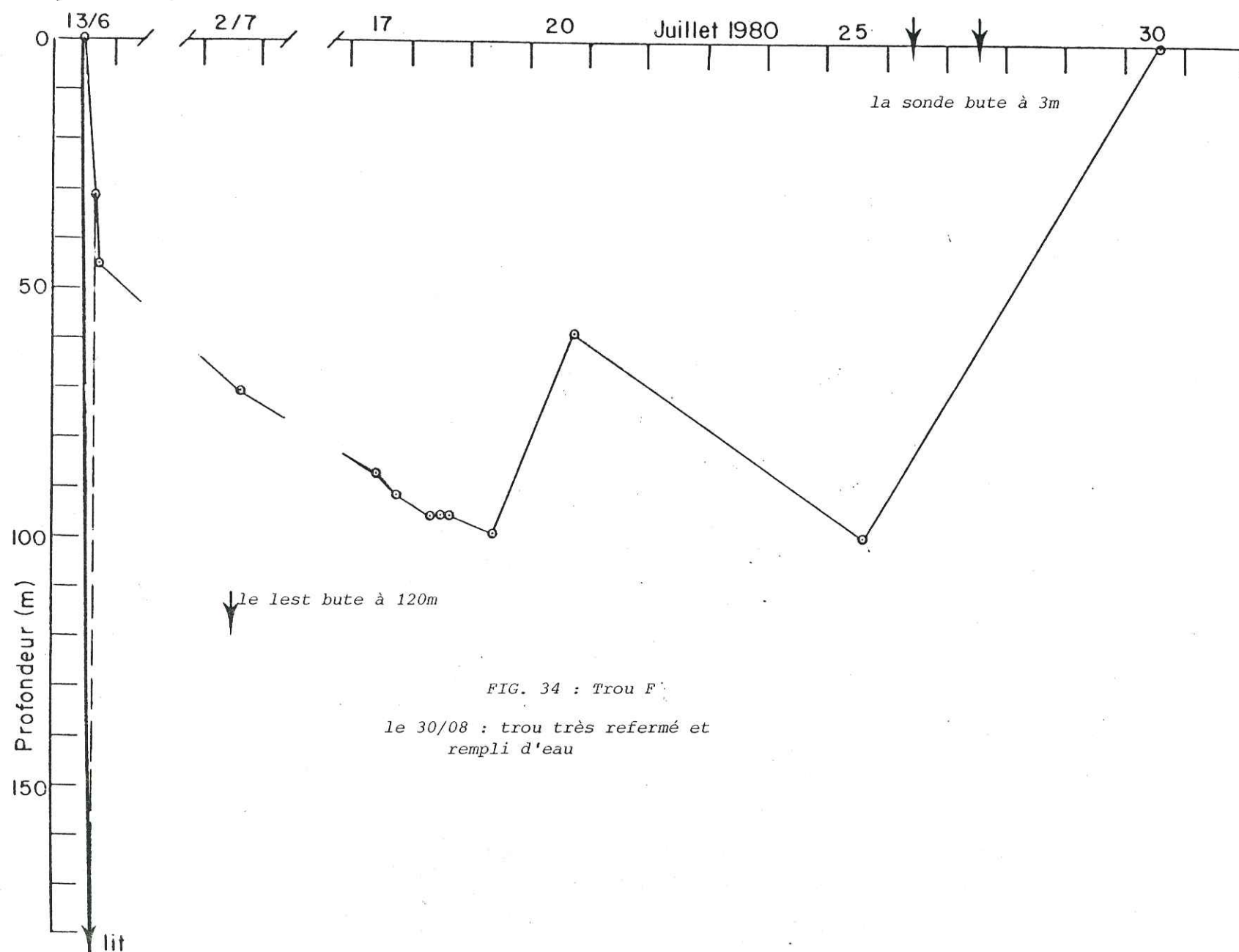
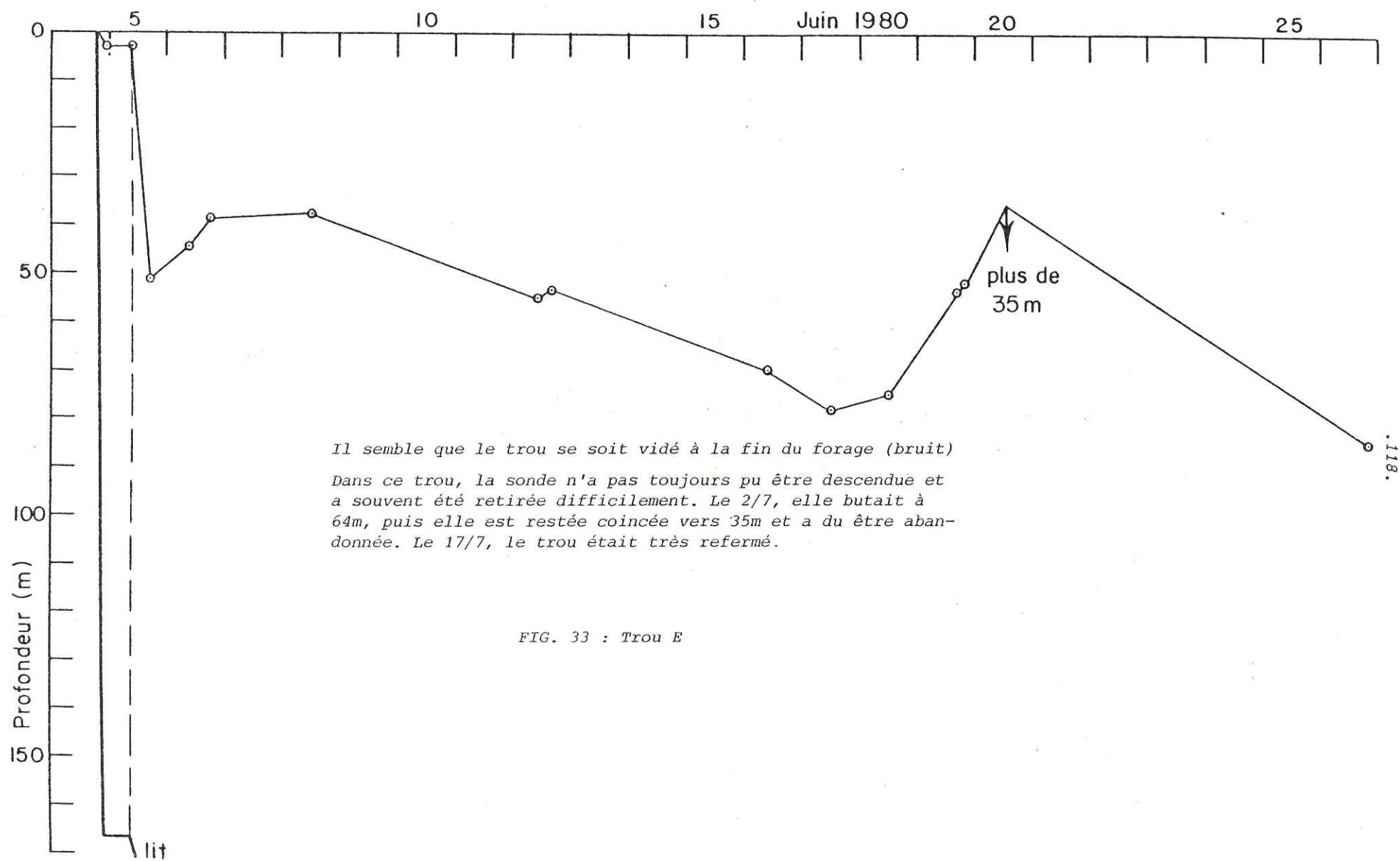
FIG. 30 : Trou A



.116.



.117.



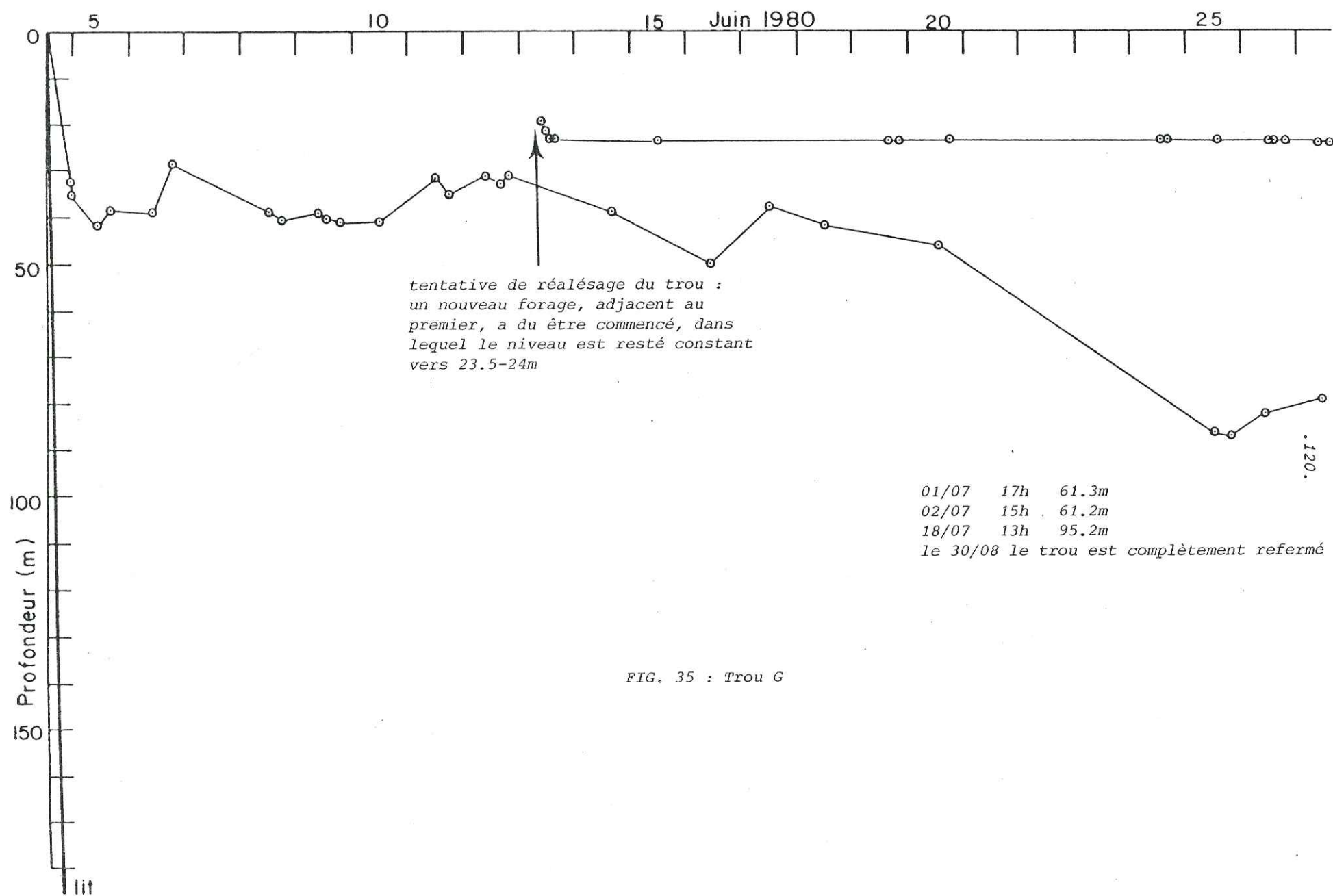
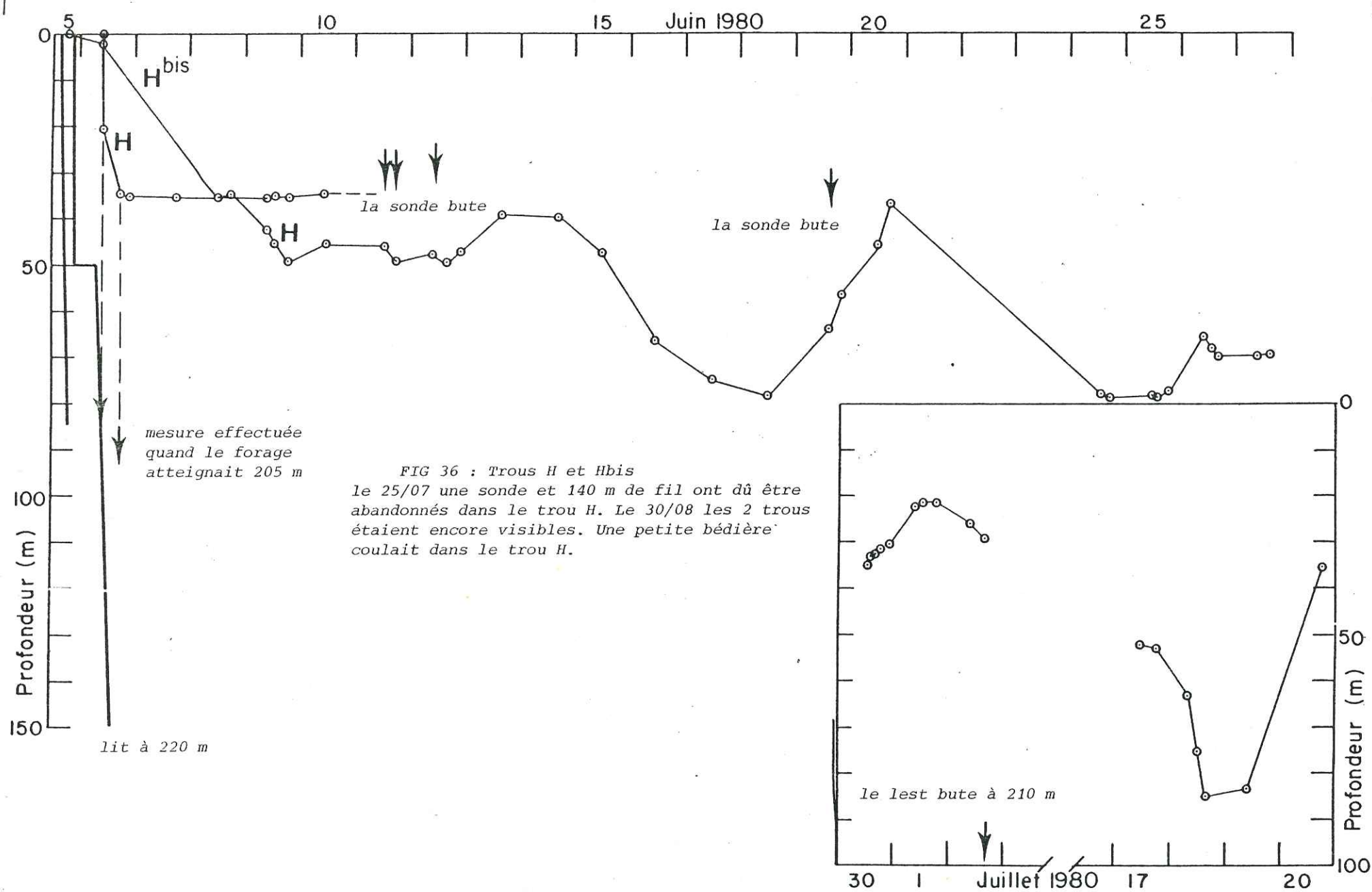
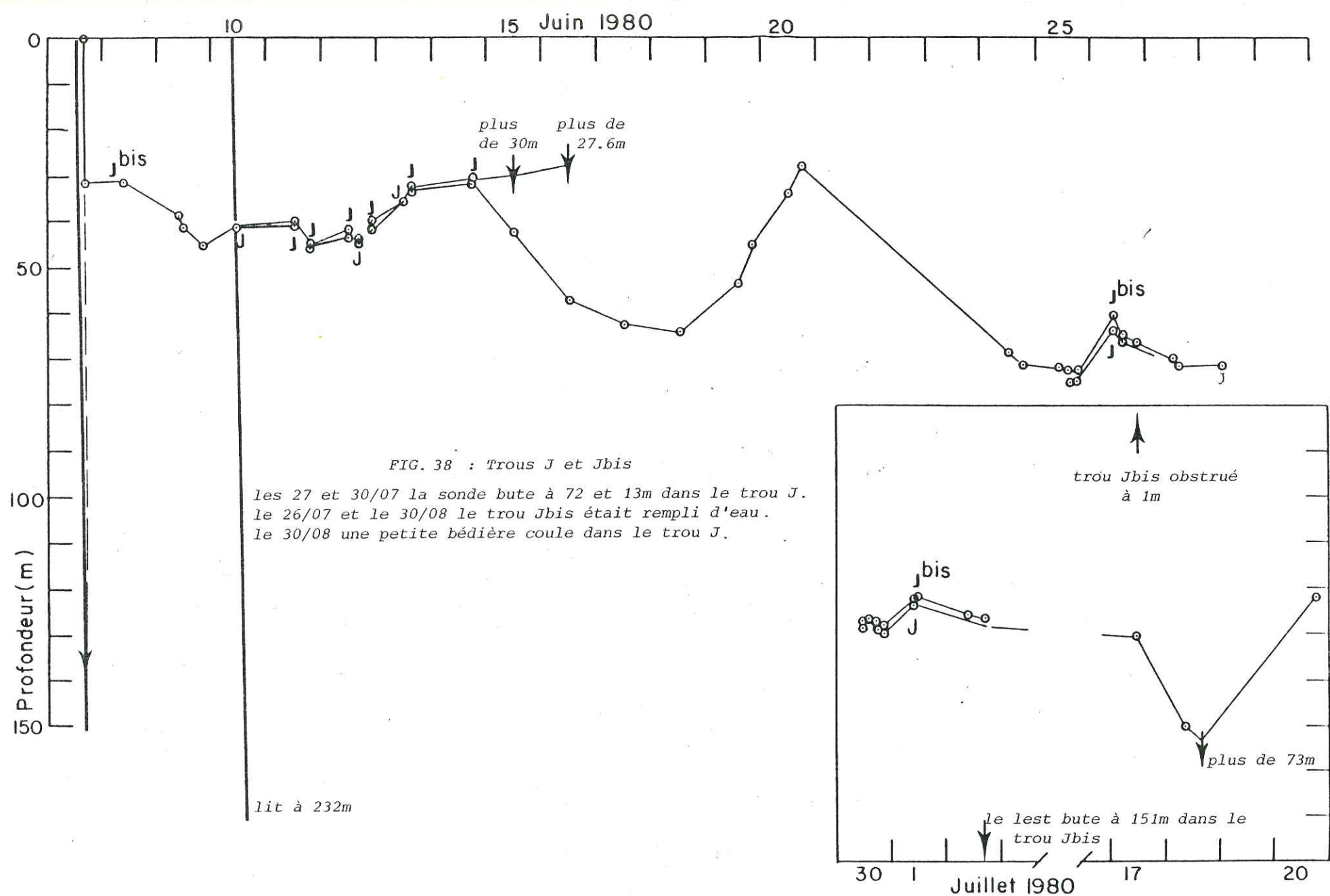
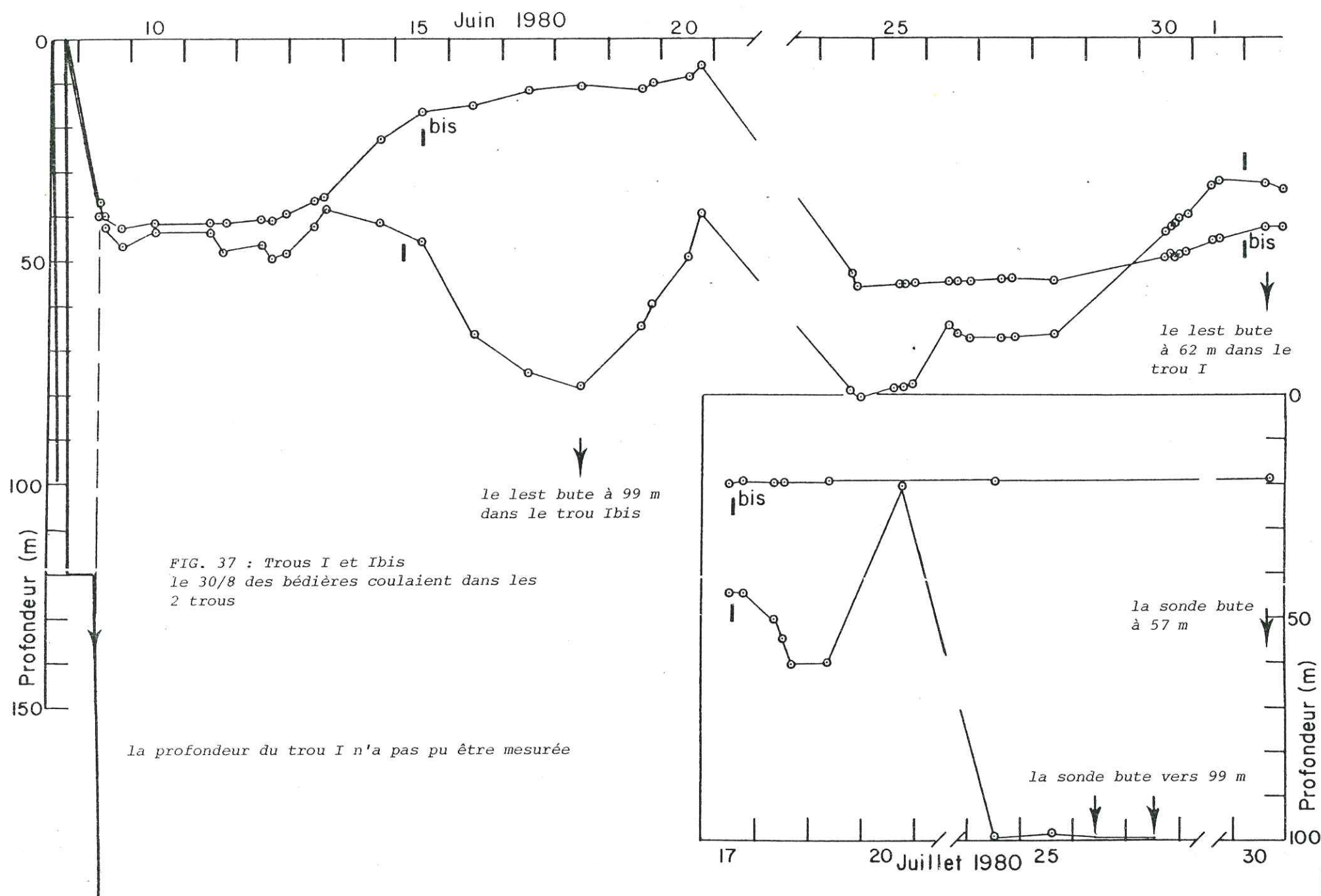
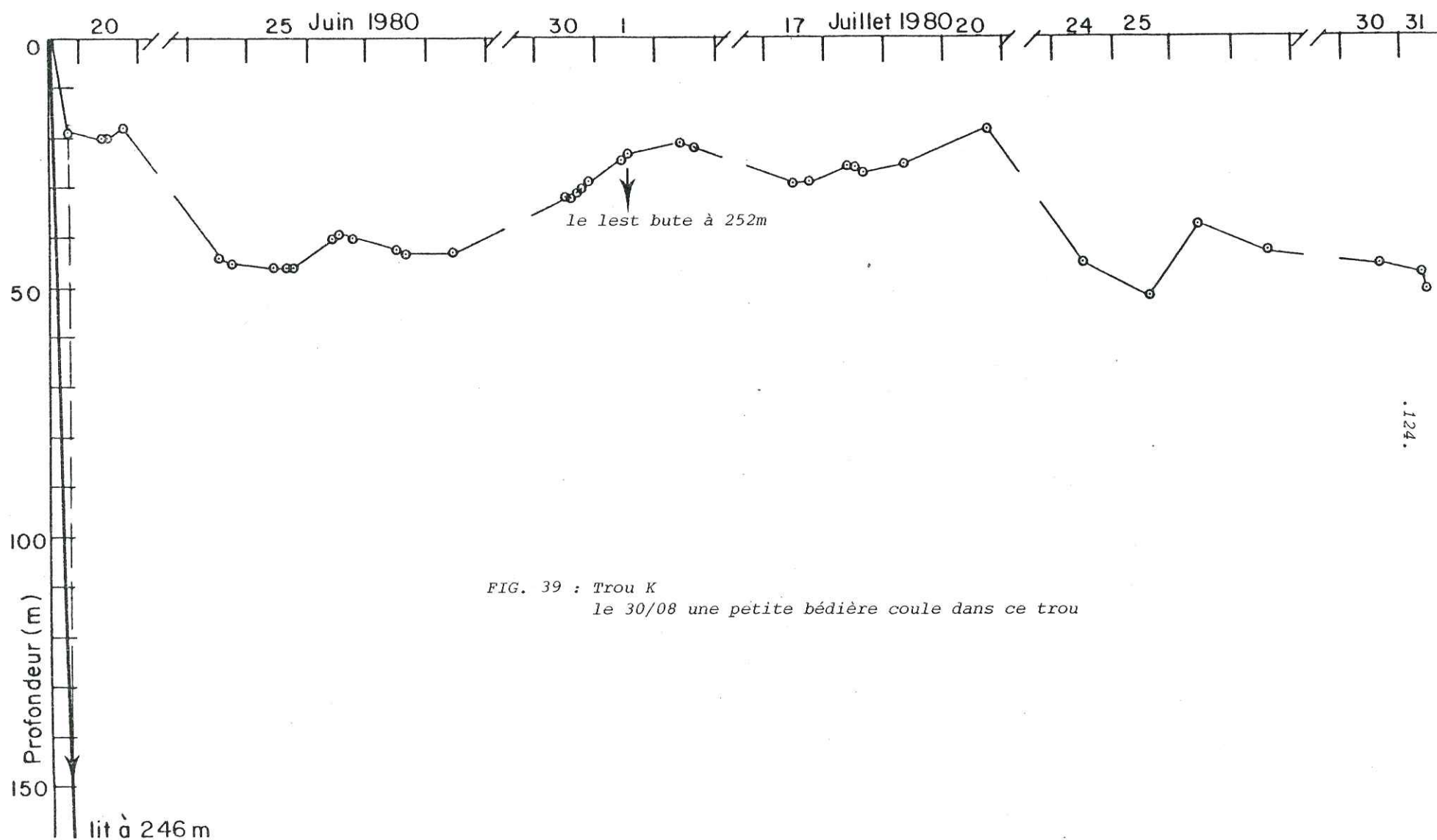


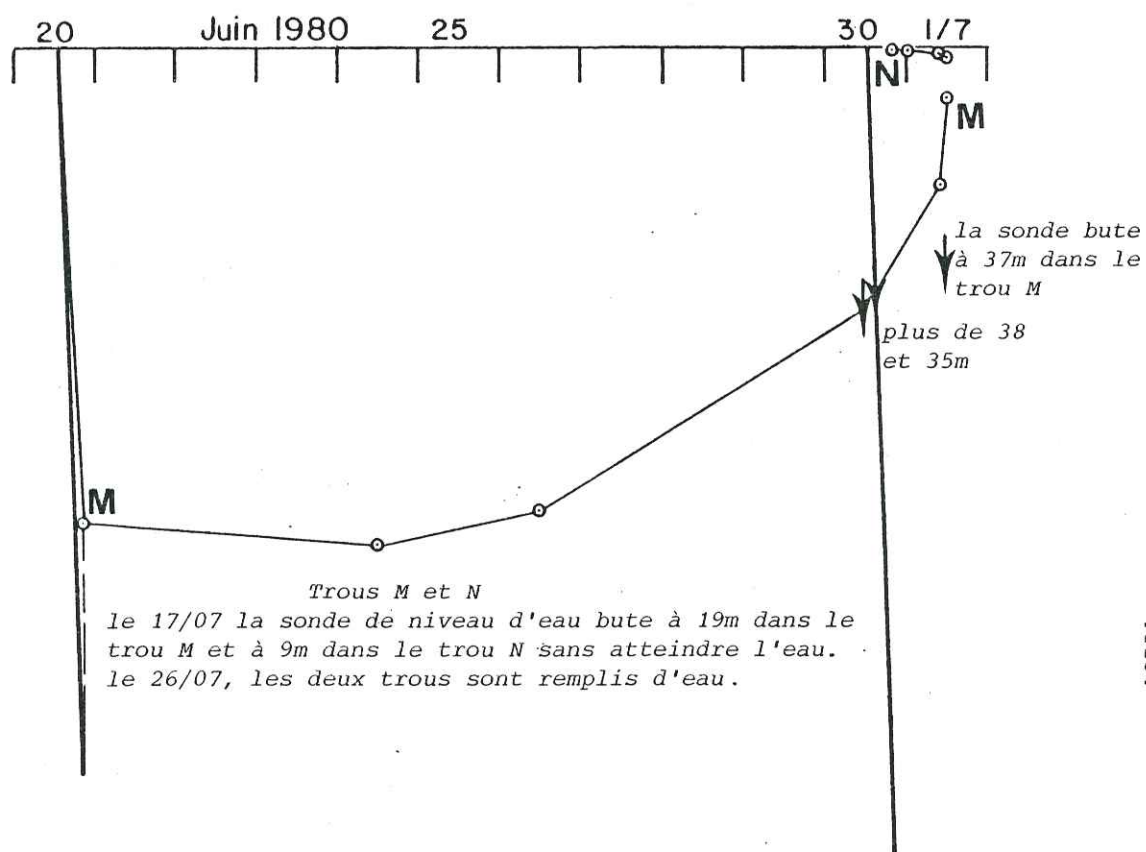
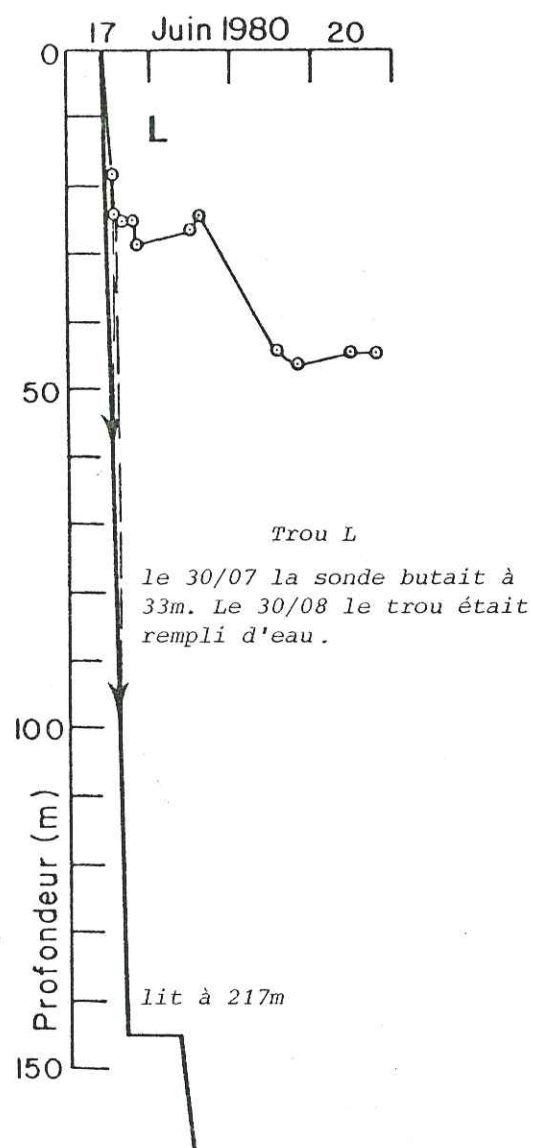
FIG. 35 : Trou G





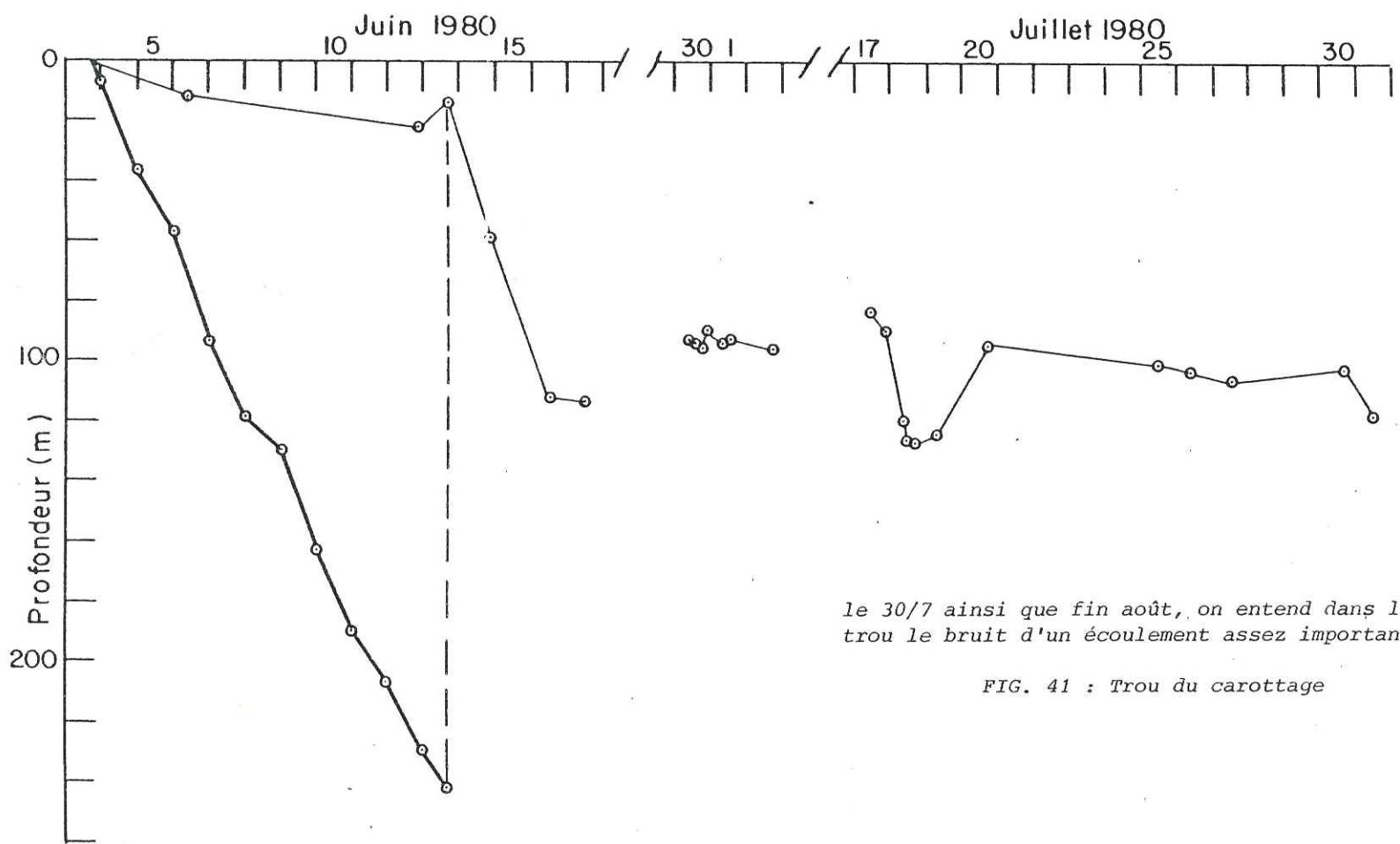


.124.



.125.

FIG. 40 : Trous L, M et N



le 30/7 ainsi que fin août, on entend dans le trou le bruit d'un écoulement assez important

FIG. 41 : Trou du carottage

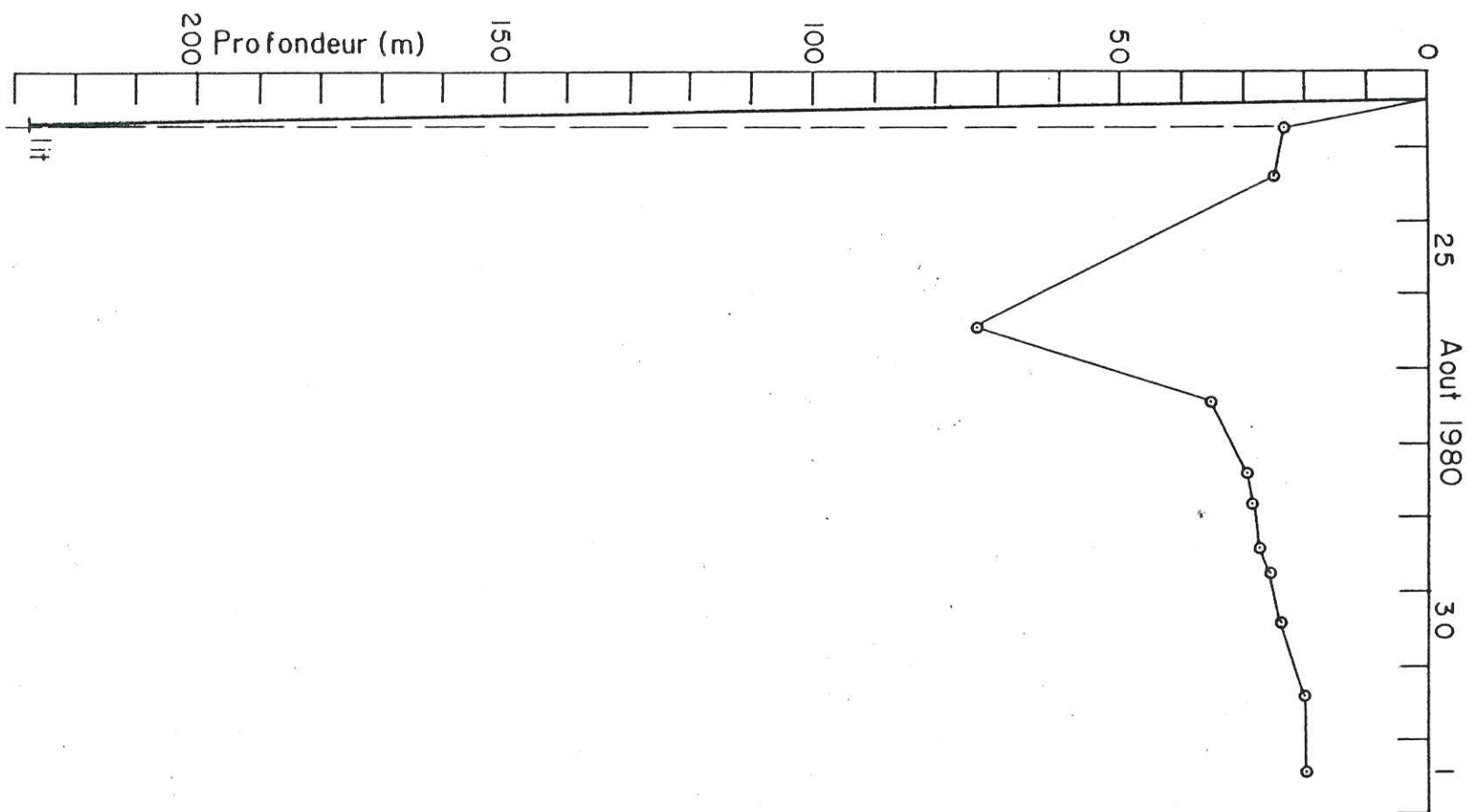


FIG. 42 : Trou 11

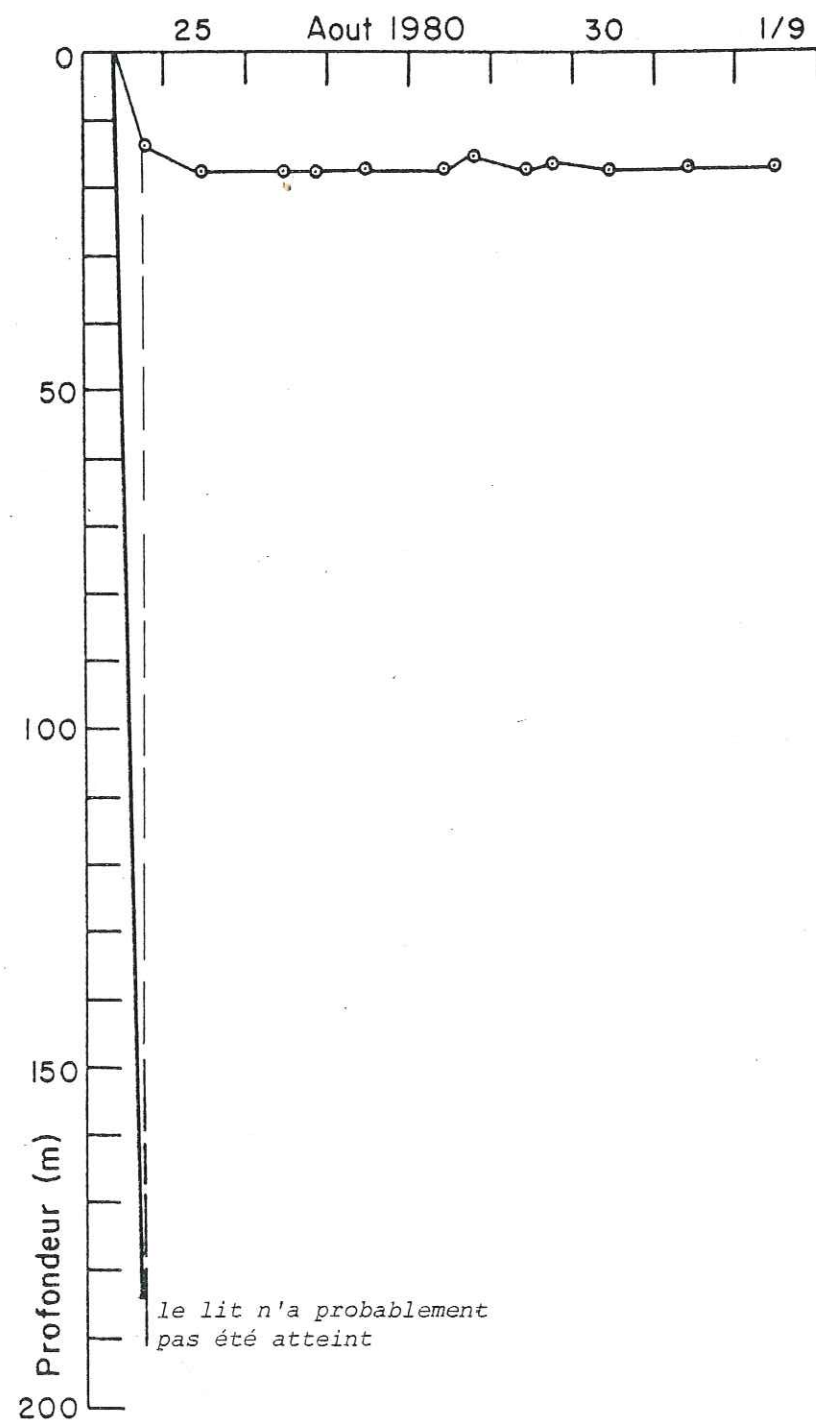


FIG. 43 : Trou 12

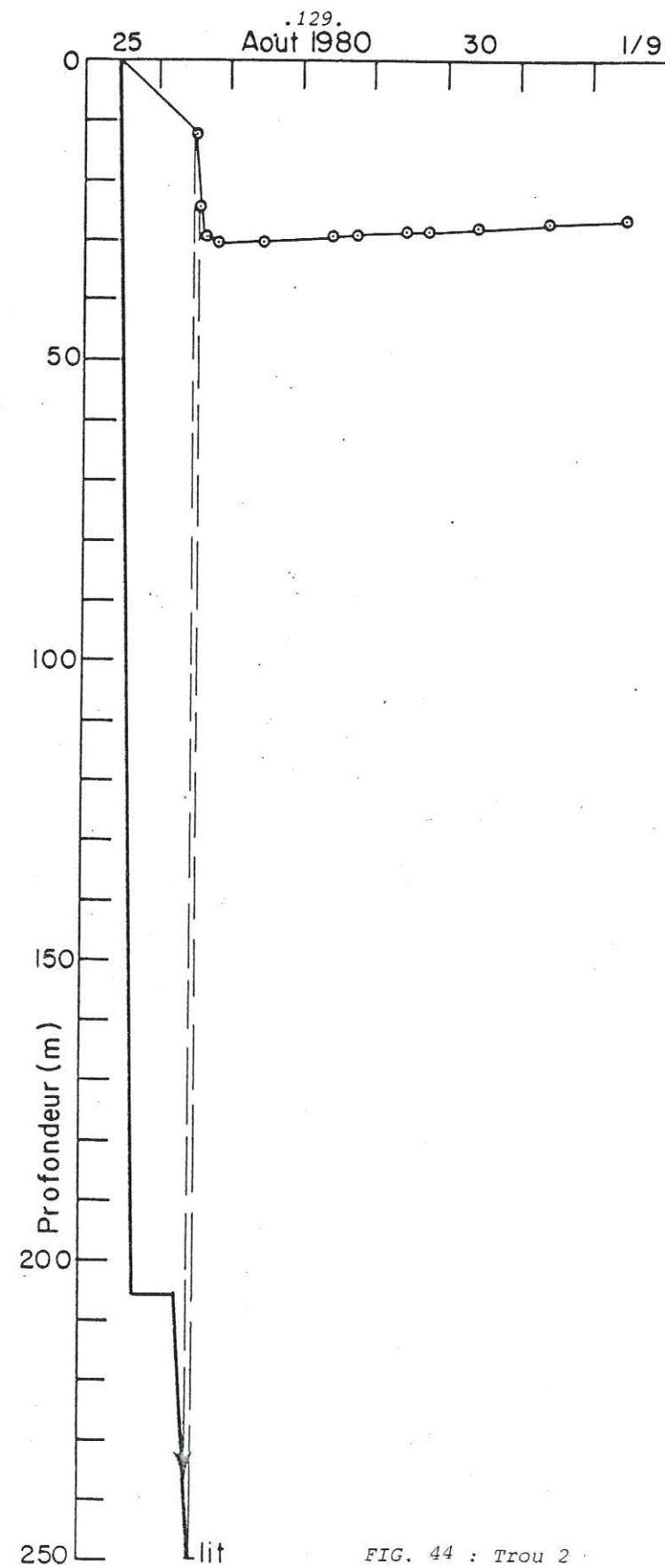


FIG. 44 : Trou 2

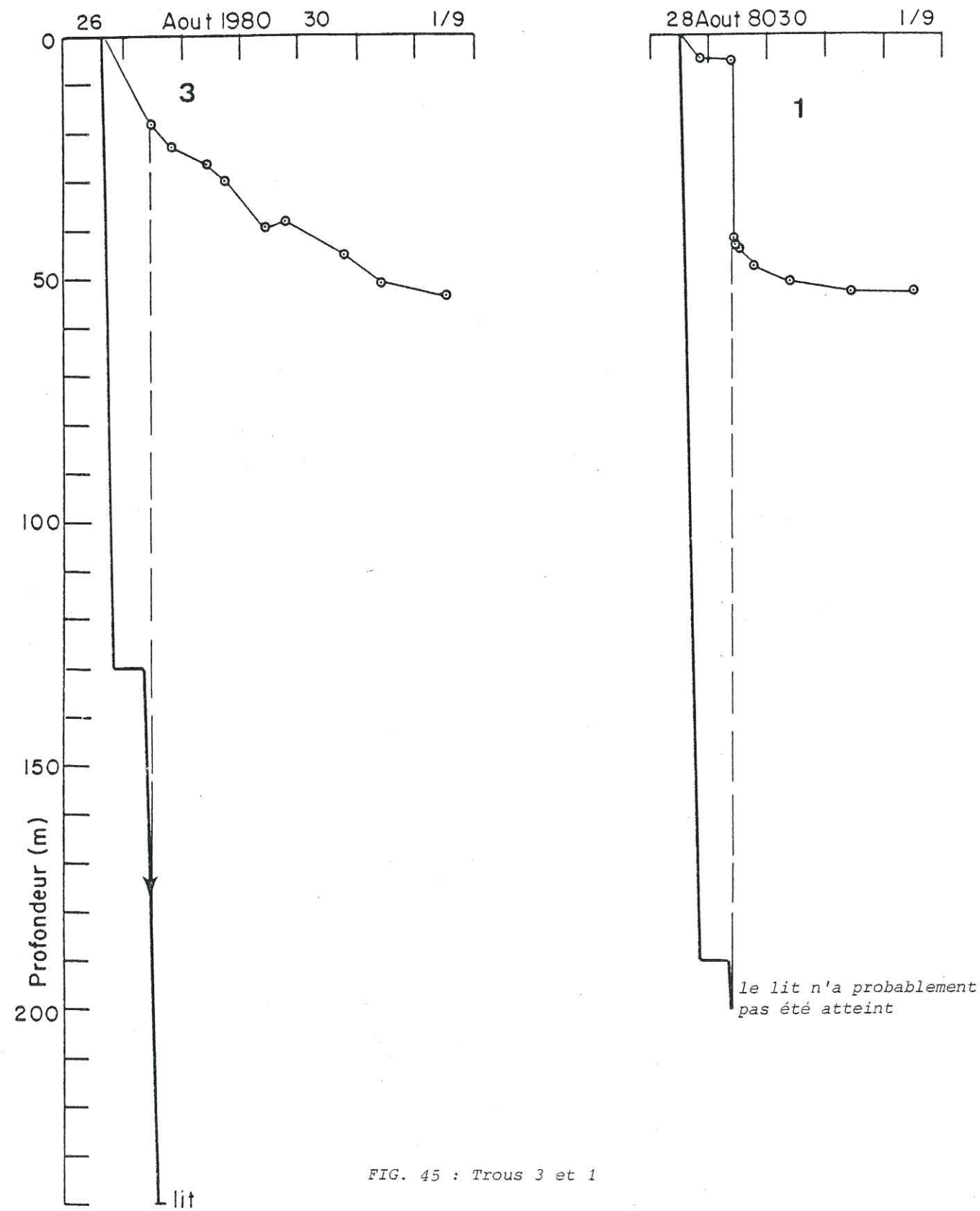


FIG. 45 : Trous 3 et 1

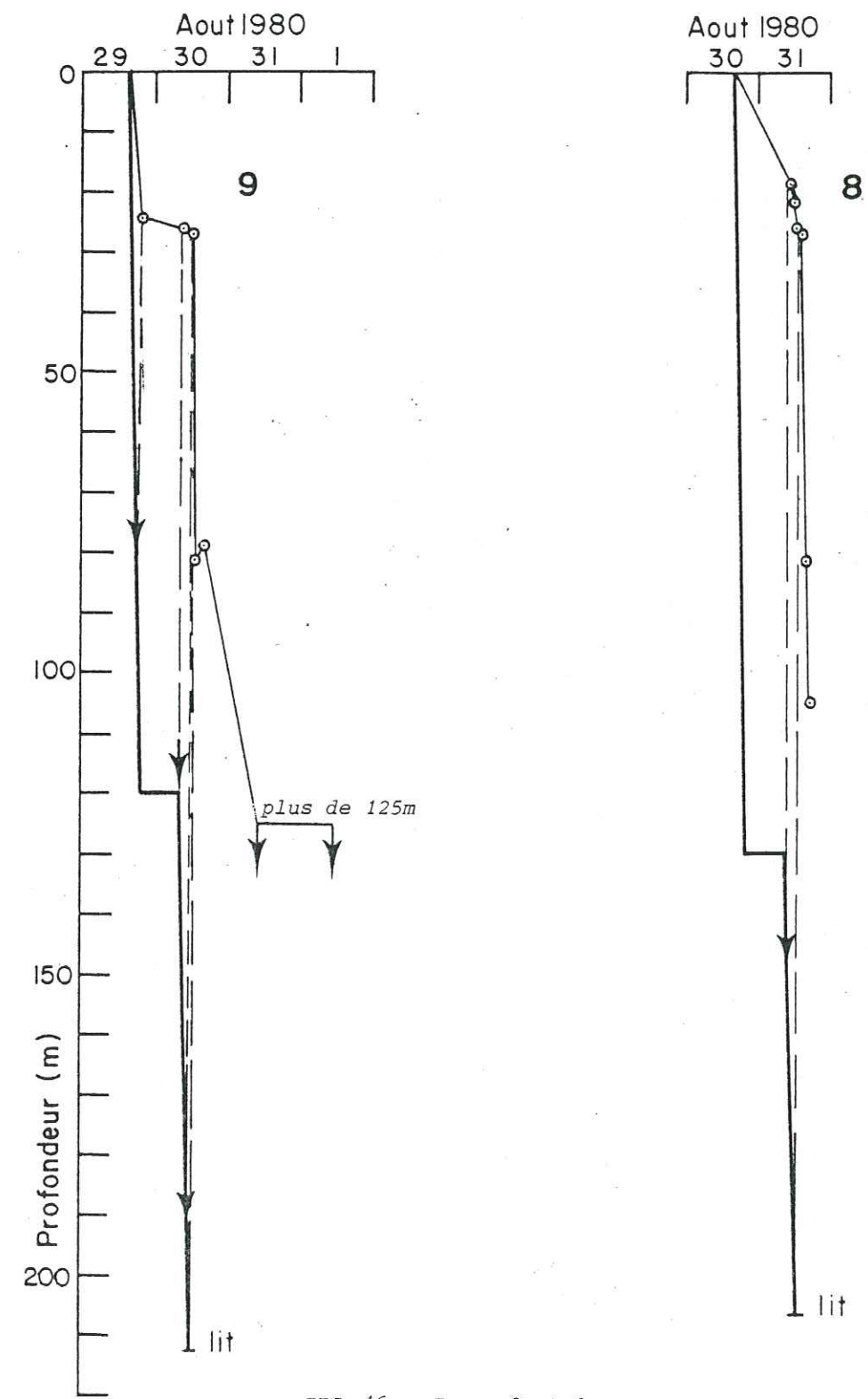


FIG. 46 : Trous 9 et 8

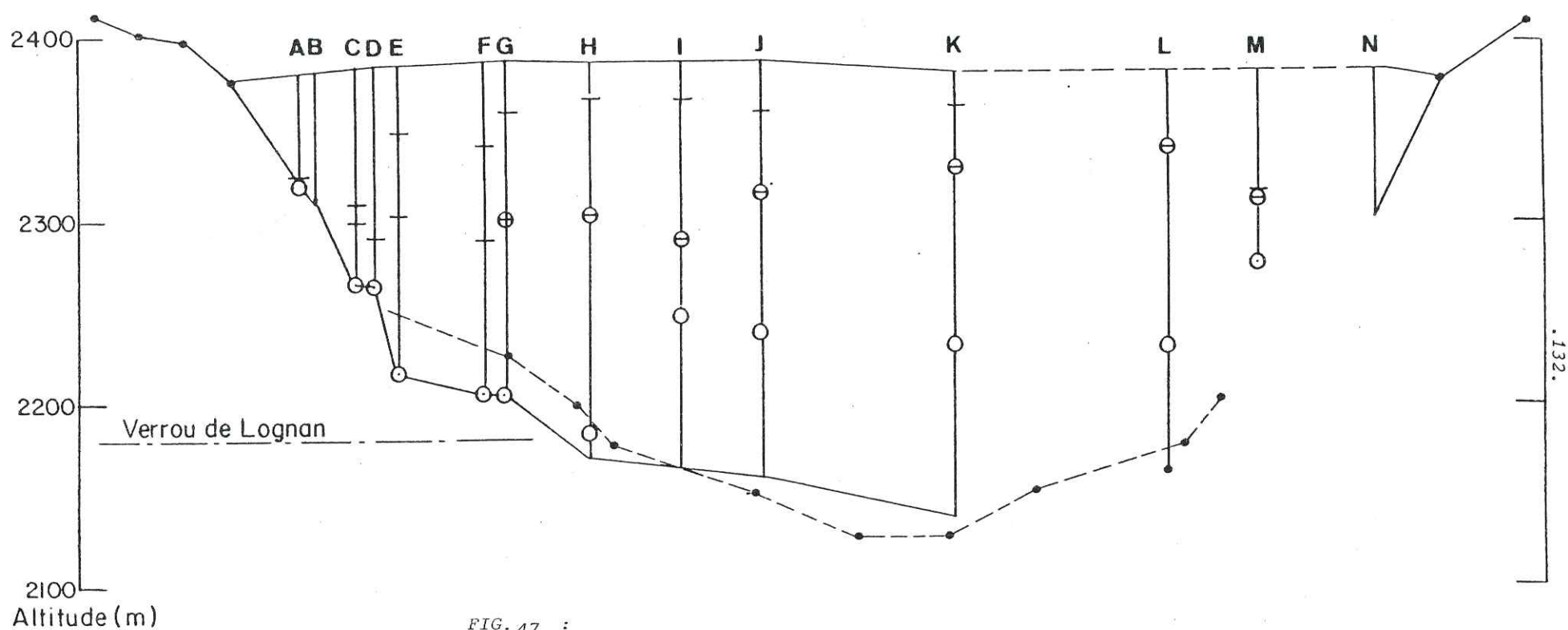


FIG. 47 :

Coupe transversale du glacier au niveau des forages de juin 1980. Le lit rocheux est représenté en trait continu d'après les forages, et en trait discontinu d'après la sismique. Les forages sont représentés en trait continu. Les niveaux d'eau minima et maxima observés dans chaque trou sont indiqués par des barres. Les profondeurs des connexions intra-glaciaires ne sont pas connues, mais elles sont comprises entre les valeurs minima et maxima indiquées par des cercles. Les connexions sous-glaciaires probables sont indiquées également par des cercles.

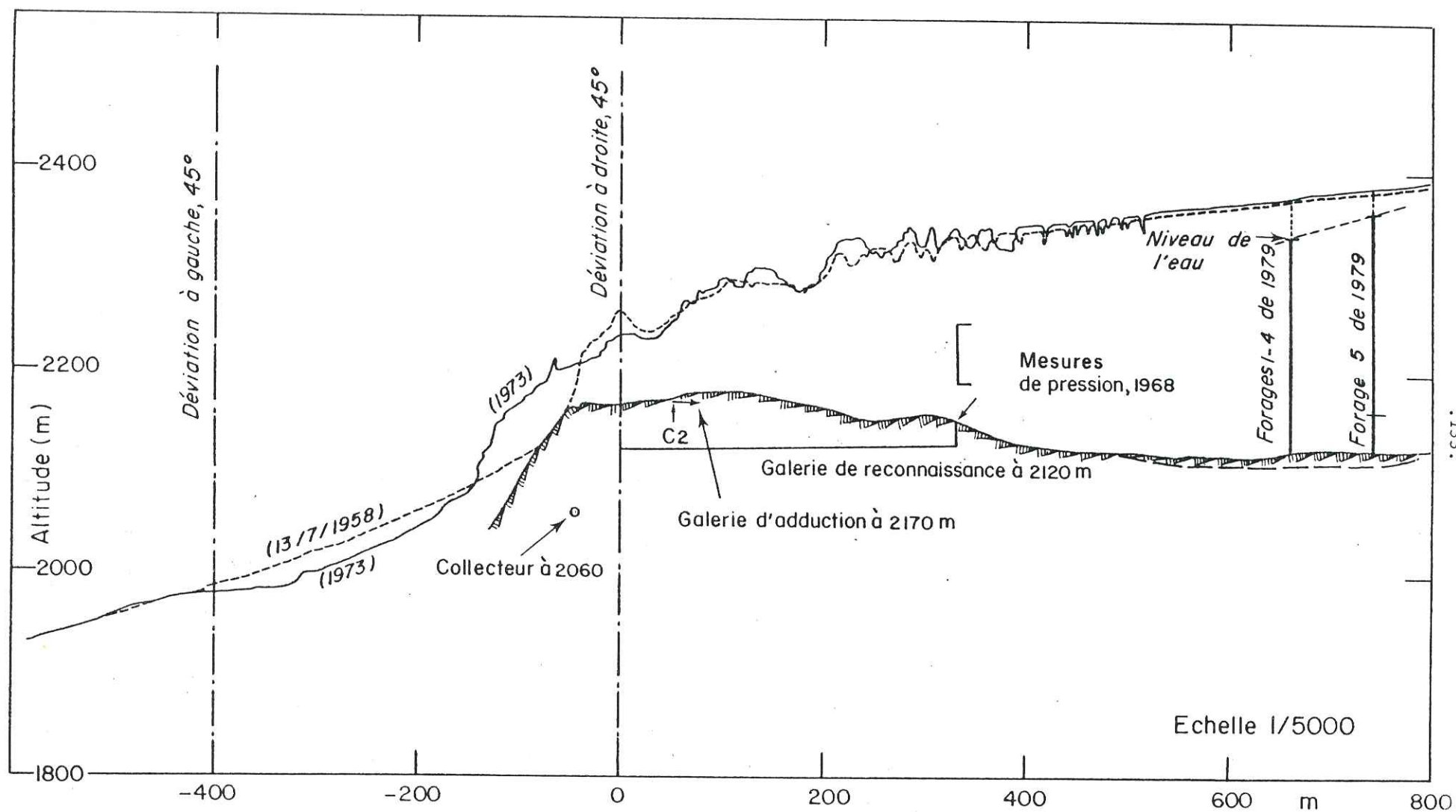
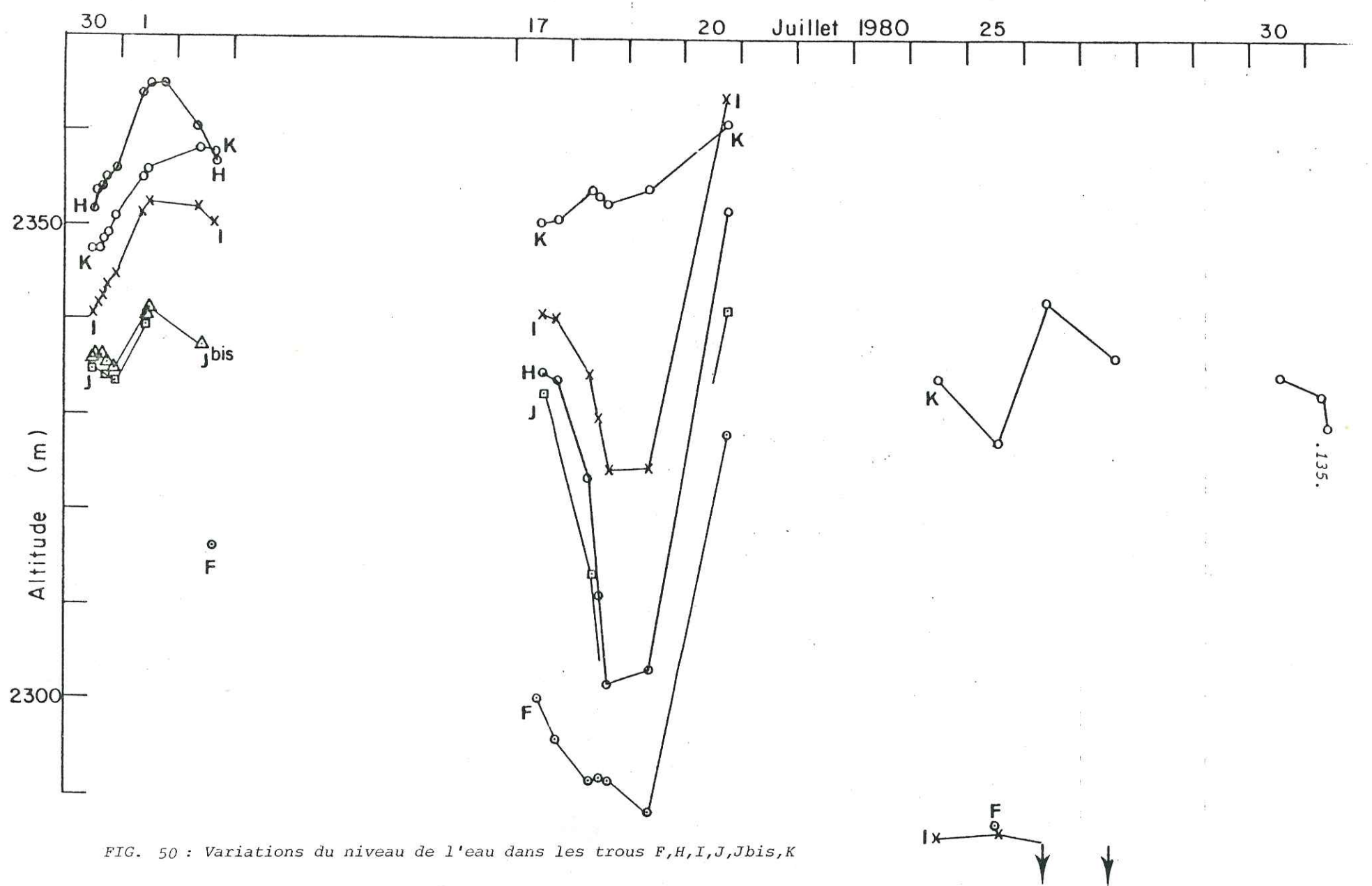
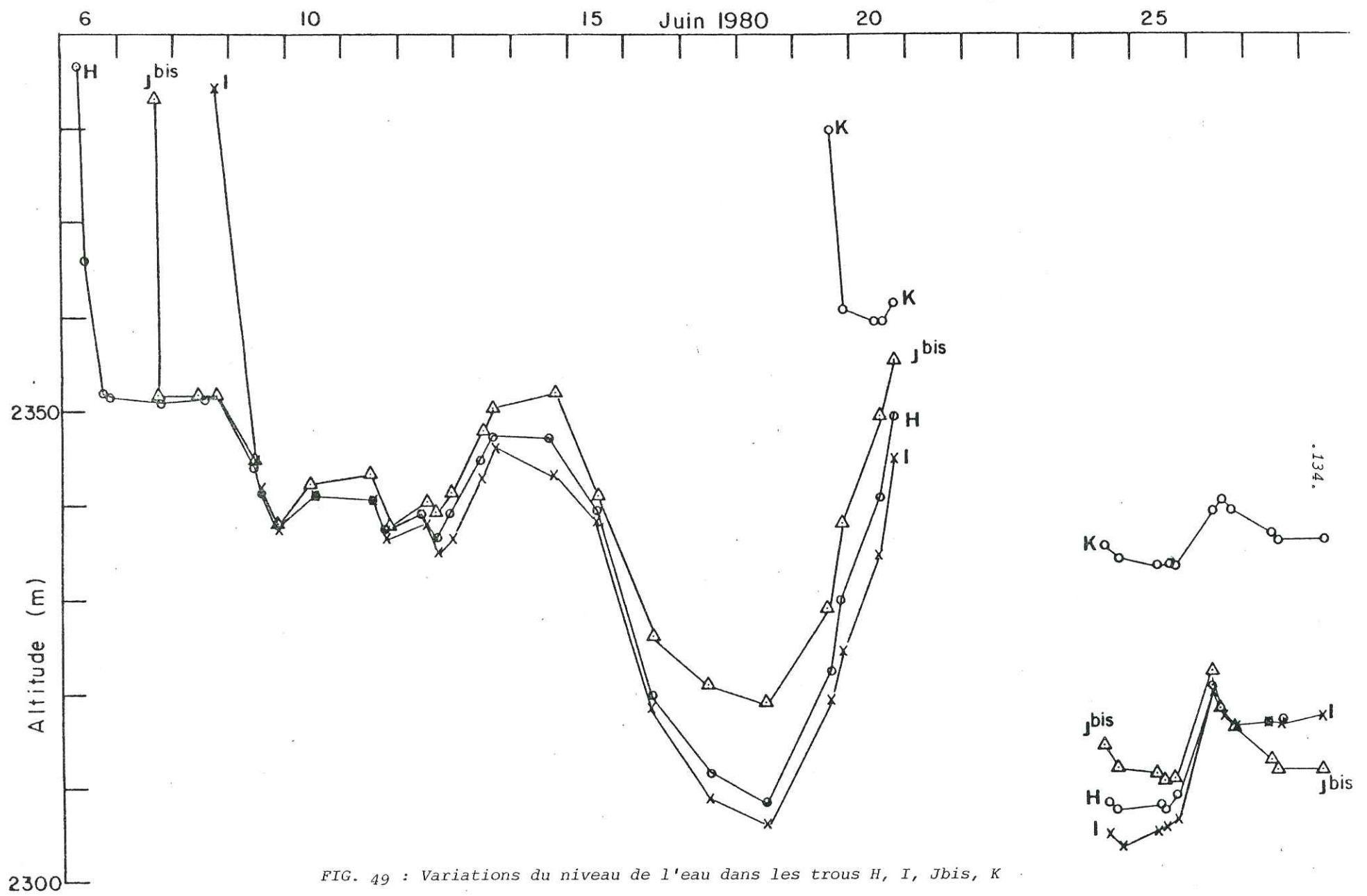


FIG. 48 : Coupe longitudinale du glacier au niveau du verrou de Lognan



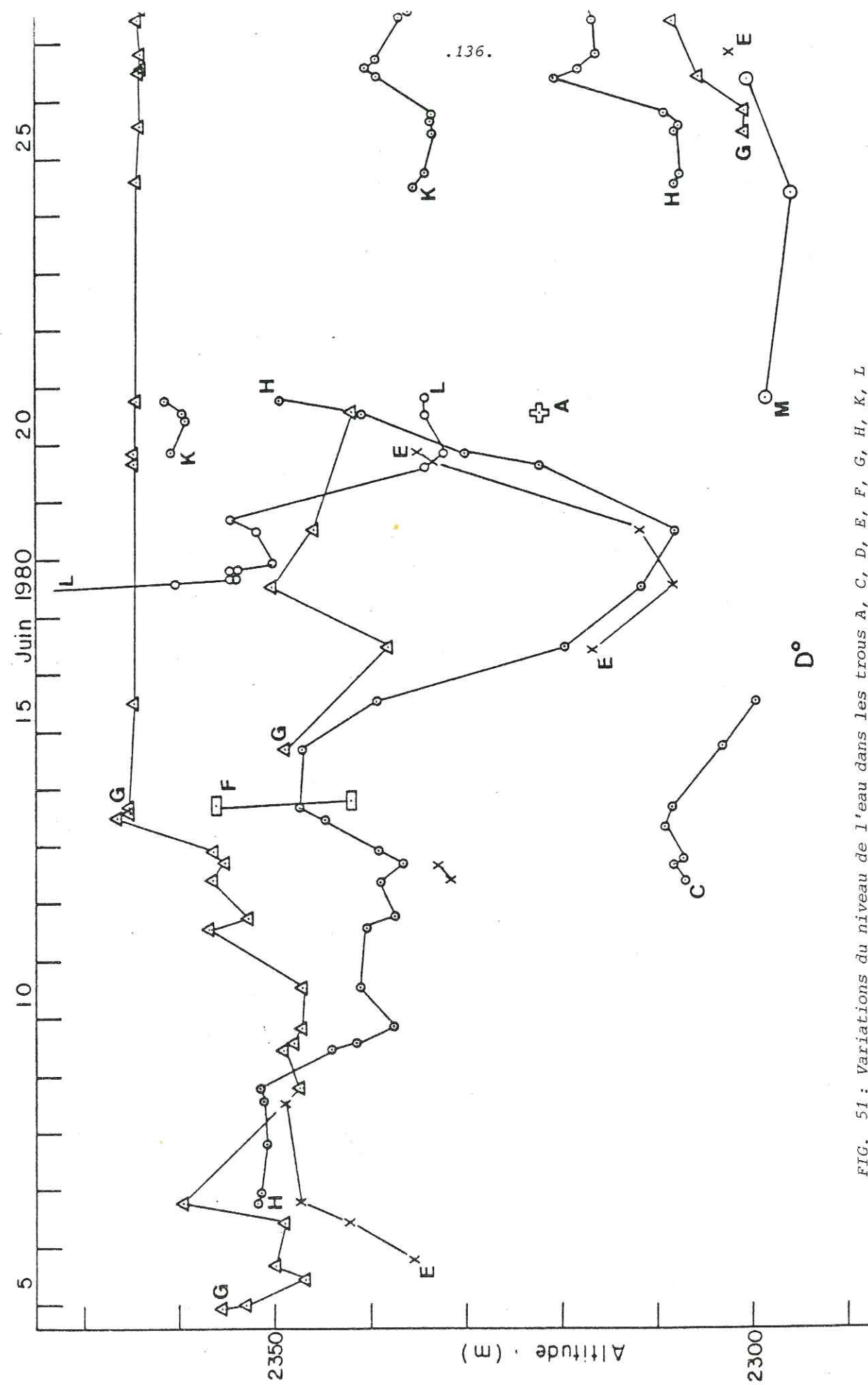


FIG. 51 : Variations du niveau de l'eau dans les trous A, C, D, E, F, G, H, K, L

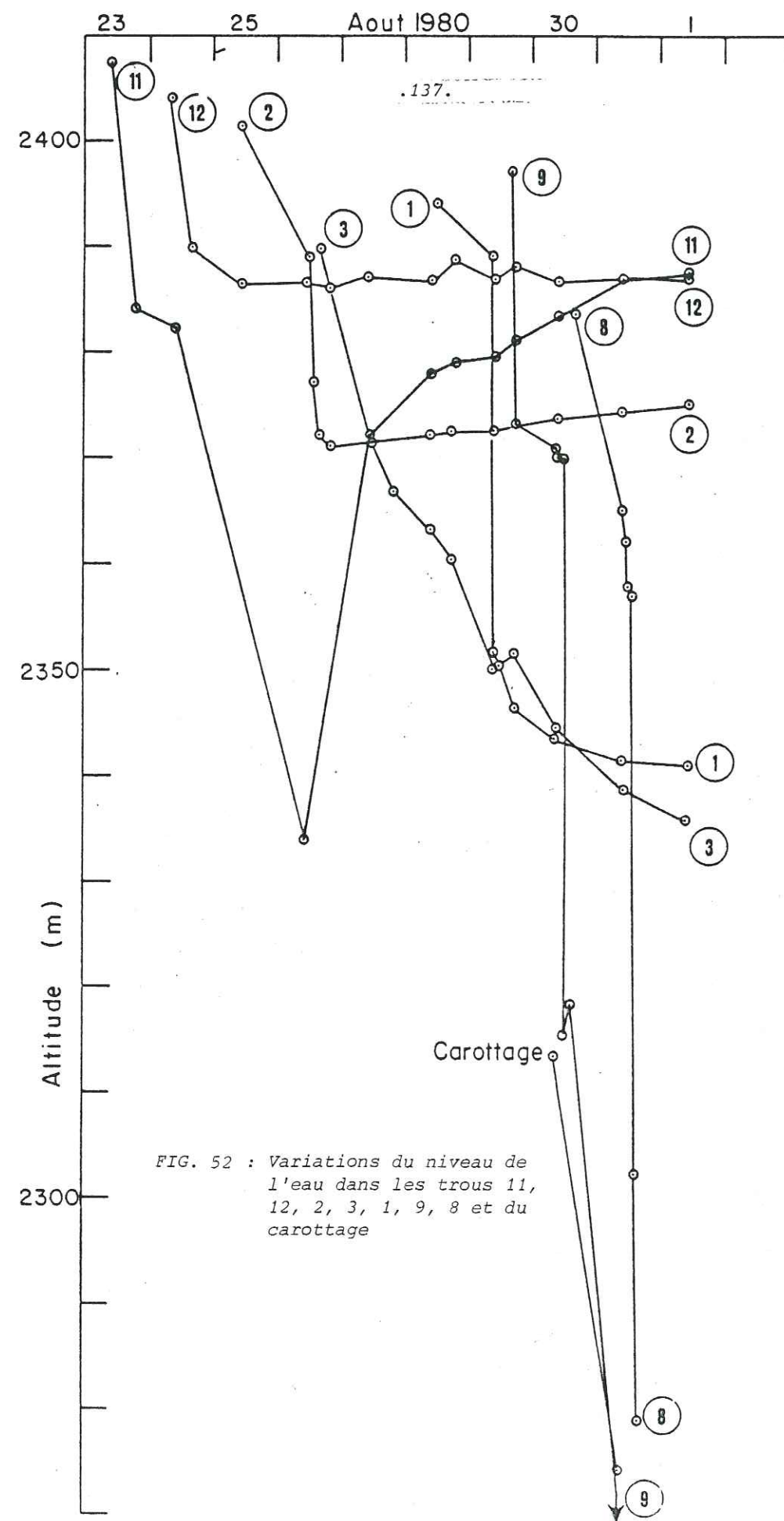


FIG. 52 : Variations du niveau de l'eau dans les trous 11, 12, 2, 3, 1, 9, 8 et du carottage

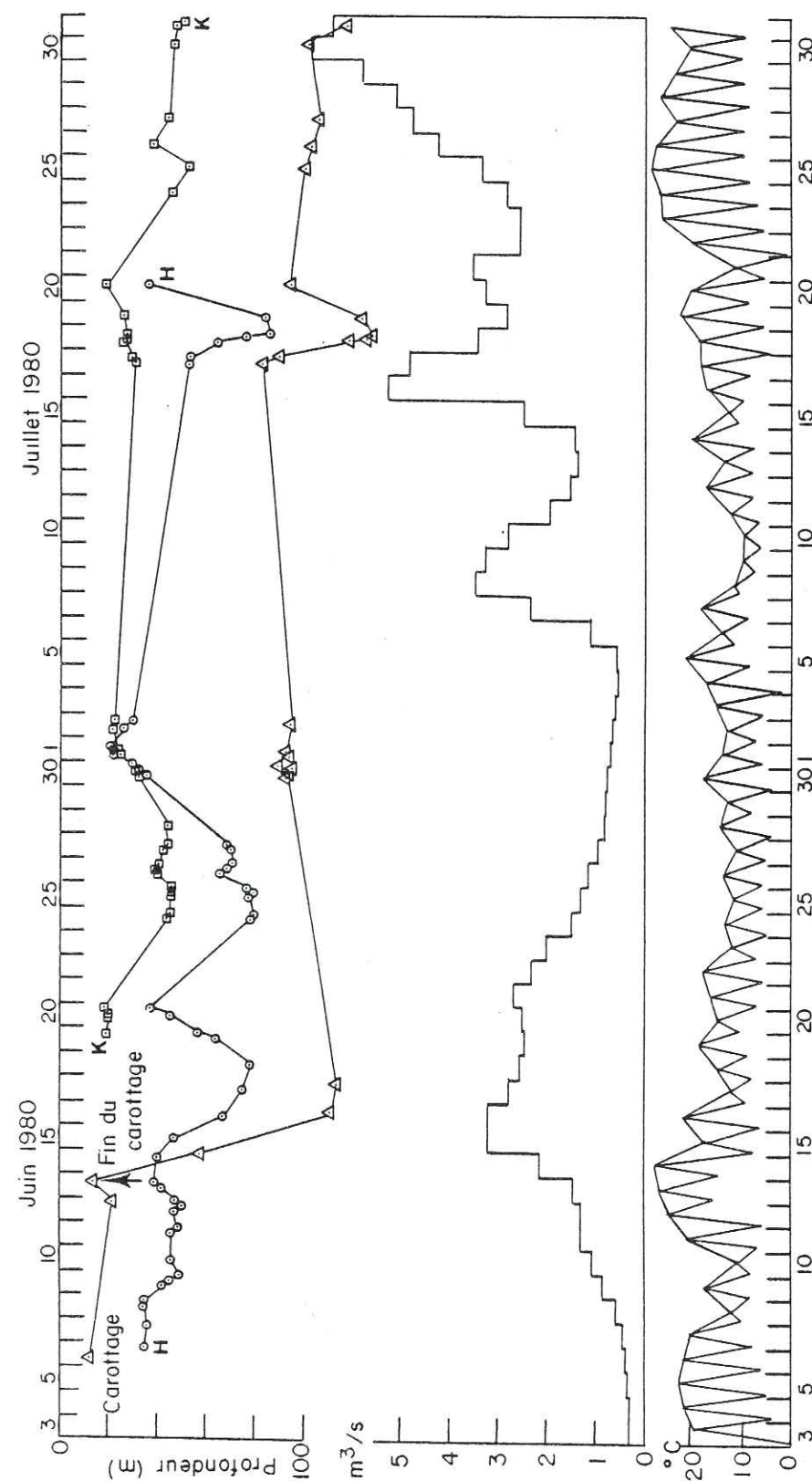


FIG. 53 : Niveau de l'eau dans les trous H, K et du carottage ; débits journaliers au dégraveur (communiqués par Emosson S.A.) ; températures minima et maxima relevées au bois du Bouchet (communiquées par la station de Chamonix de la Météorologie Nationale)

7 - THE INVERSE PROBLEM FOR VALLEY GLACIER FLOW (PUBLIÉ AU "JOURNAL OF GLACIOLOGY")

Journal of Glaciology, Vol. 27, No. 95, 1981

SHORT NOTES

THE INVERSE PROBLEM FOR VALLEY GLACIER FLOW

By DIDIER HANTZ and LOUIS LLIBOUTRY

(Laboratoire de Glaciologie, 2, rue Très-Cloîtres, 38031 Grenoble Cédex, France)

ABSTRACT. We seek to infer the velocities within a cylindrical valley glacier from measured surface velocities. In the Newtonian viscous case, an explicit finite-difference scheme does not fulfil von Neumann's condition for numerical stability. How this fact does not contradict the existence of Somigliana's analytical solution is explained. A procedure is given which delays the onset of instability and allows velocities at shallow depths to be determined.

RÉSUMÉ. Le problème inverse pour l'écoulement d'un glacier de vallée. Nous cherchons à déduire les vitesses à l'intérieur d'un glacier de vallée cylindrique des vitesses mesurées en surface. L'équation aux différences finies correspondante, dans le cas de la viscosité newtonienne, ne remplit pas la condition de stabilité numérique de von Neumann. On explique comment ce fait n'est pas contradictoire avec l'existence de la solution analytique de Somigliana. On indique une procédure qui retarde l'apparition de l'instabilité et permet de déterminer les vitesses aux faibles profondeurs.

ZUSAMMENFASSUNG. Das inverse Problem zum Fließen der Talgletscher. Es wird versucht, die Geschwindigkeiten in einem zylindrischen Talgletscher aus gemessenen Oberflächengeschwindigkeiten herzuleiten. Die entsprechende finite Differenzengleichung für den Fall Newton'scher Viskosität erfüllt nicht die von Neumann'sche Bedingung für numerische Stabilität. Es wird dargelegt, wieso diese Tatsache nicht im Widerspruch zur Existenz von Somiglianas analytischer Lösung steht. Eine Prozedur wird angegeben, die den Eintritt der Instabilität verzögert und Geschwindigkeiten in geringen Tiefen zu bestimmen gestattet.

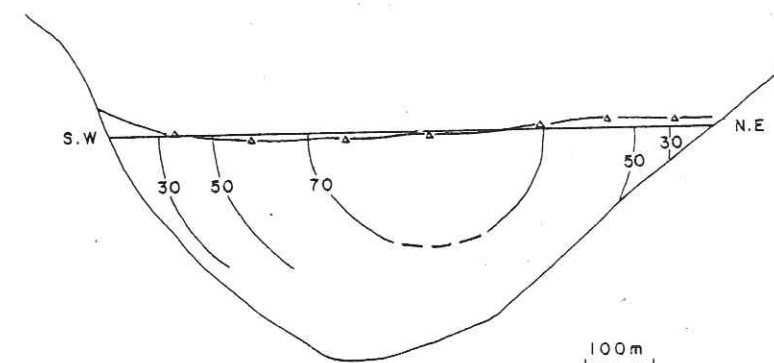


Fig. 2. Transverse section of Glacier d'Argentière at about 2 650 m a.s.l. Surface velocities have been measured at the plotted stakes. For numerical computation of velocities a horizontal straight line has been substituted for the actual surface. Lines within the glacier are lines of equal velocity as computed before instability happens. Velocities in metres per year.

8 - PROFIL PIEZOMETRIQUE D'APRES LA THEORIE DE RÖTHLISBERGER

Nous adopterons une théorie établie pour la vidange des lacs de barrage glaciaire par Mathews (1973) puis Röthlisberger (1972). L'hypothèse de base est la suivante : en régime stationnaire le retrécissement d'une conduite sous-glaciaire dû à la pression de la glace est compensé par la fusion provoquée par la transformation en chaleur des pertes de charge.

Si β est la pente du conduit, s l'abscisse le long du conduit, croissant vers l'amont à partir du point où le conduit n'est plus noyé et p_w la pression de l'eau dans le conduit, exprimée en hauteur d'eau, le gradient hydraulique est $(\sin \beta + \frac{\partial p_w}{\partial s})$ et l'énergie dissipée par unité de longueur et de temps est :

$$E = Q \rho_w g \left(\sin \beta + \frac{\partial p_w}{\partial s} \right) \quad (1)$$

Q étant le débit volumétrique et $\rho_w g$ le poids volumique de l'eau. Cette énergie sert :

- (1) à fondre une masse m de glace,
- (2) à réchauffer l'eau de $0.0098 \rho_w g \frac{\partial p_w}{\partial s} \cdot 10^{-5}$

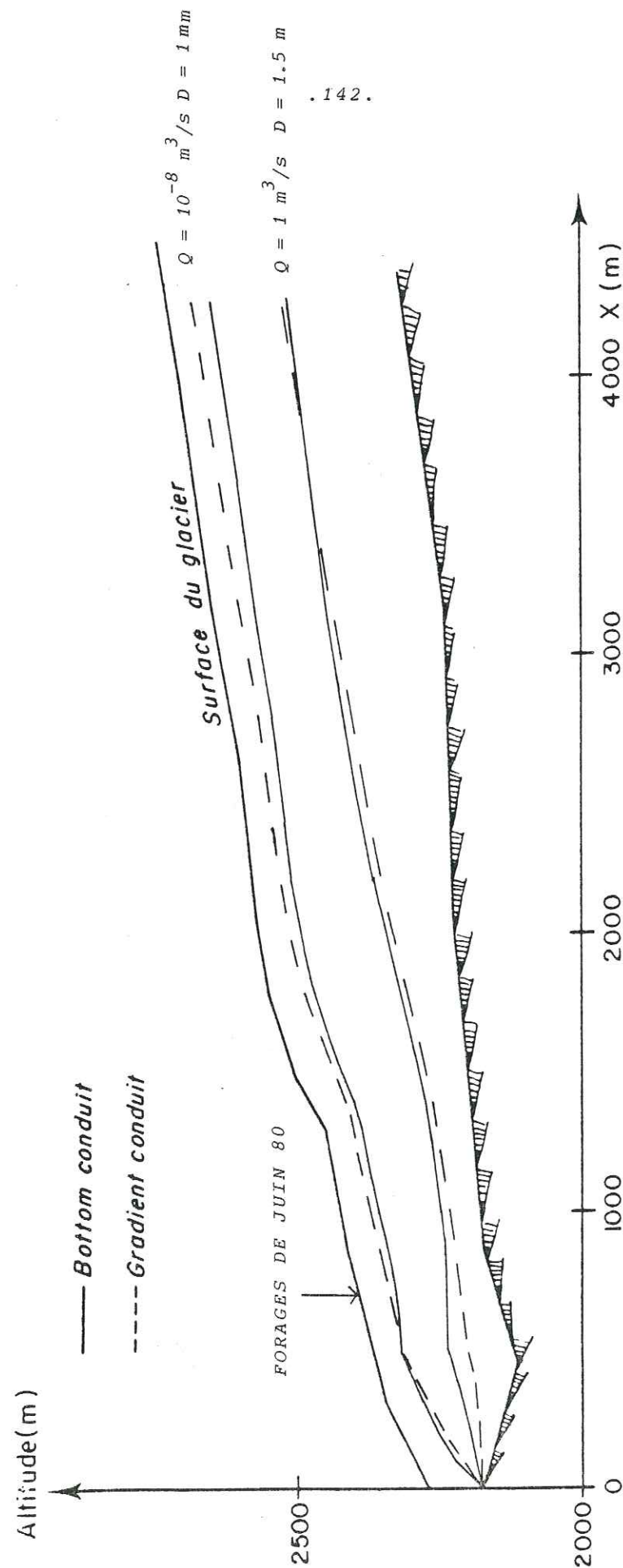


FIG. 56: Calcul du profil piézométrique d'après la théorie de Röthlisberger

En trait continu : niveau piézométrique d'un torrent sous-glaciaire au "thalweg"
En trait interrompu : profil d'un torrent intraglaciaire à la pression atmosphérique.

Compte-tenu que $\rho_w c_w \times 0.0098 \times 10^{-5} = 0.413$, la conservation de l'énergie donne :

$$Q \rho_w g \left(\sin \beta + \frac{\partial p}{\partial s} \right) = m L + 0.413 Q \rho_w g \frac{\partial p}{\partial s} \quad (2)$$

L étant la chaleur latente de fusion de la glace et c_w la capacité calorifique de l'eau ($L = 72 \text{ cal/g}$).

En adoptant comme loi de comportement de la glace une loi de Glen de paramètres B et n , la variation au cours du temps de la section S du conduit est donnée par :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{m}{\rho_i} - S B (\rho_w g)^n \frac{p_i - p_w}{n} \quad (3)$$

En éliminant m entre (2) et (3), on obtient :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = Q \frac{\rho_w g}{\rho_i L} \left(\sin \beta + 0.587 \frac{\partial p}{\partial s} \right) - S B (\rho_w g)^n \frac{p_i - p_w}{n} \quad (4)$$

En régime stationnaire, le second membre s'annule et il reste à éliminer S à partir de la loi de l'écoulement reliant le débit Q au gradient hydraulique $(\sin \beta + \frac{\partial p}{\partial s})$ et à la section du conduit.

Dans le cas d'un régime turbulent (cas envisagé par Röthlisberger) on peut adopter la formule de Gauckler-Manning :

$$\frac{Q}{S} = \frac{R^{2/3}}{M} \left(\sin \beta + \frac{\partial p}{\partial s} \right)^{1/2} \quad (5)$$

où R est le rayon hydraulique du conduit (section / périmètre mouillé) et M le coefficient de rugosité de Manning. ($M = 0.02$ à $0.1 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$, la dernière valeur étant plus probable). En introduisant le paramètre $A = S/R^2$, on arrive à l'équation :

$$\left(\sin \beta + 0.587 \frac{dp_w}{ds} \right) \left(\sin \beta + \frac{dp_w}{ds} \right)^{3/8} = \frac{\rho_i L (\rho_w g)^{n-1} A^{1/4} M^{3/4} B}{n} Q^{-1/4} (p_i - p_w)^n \quad (6)$$

Dans le cas d'un régime laminaire (conduit de taille plus faible), on utilise la loi de Poiseuille :

Q m ³ /s	PROGRAMME REGIME TURBULENT			PROGRAMME REGIME LAMINAIRE		
	z m	D mm	Re	z m	D mm	Re
10	2234	4700				
5	2235	2800				
1	2239	1500				
10 ⁻¹	2247	570				
10 ⁻²	2258	220				
10 ⁻³	2271	90	7890			
10 ⁻⁴	2285	36	1970	2238	16	4440
10 ⁻⁵	2298	15	473	2255	6.9	1030
10 ⁻⁶				2281	3.4	209
10 ⁻⁷				2307	1.8	
10 ⁻⁸				2327	1.0	
10 ⁻⁹				2340	0.57	
1	2249	1400				
1	2229	3100				
1	2230	1400				
10 ⁻⁸				2335	1.0	
10 ⁻⁸				2315	1.0	

TABLEAU 1 - Altitude z de la surface piézométrique, diamètre du conduit et nombre de Reynolds Re, pour X = 700 m, dans le cas d'un conduit noyé au thalweg.

$$B = 1.4 \cdot 10^{-23}$$

$$(M = 0.1)$$

$$B = 2.8 \cdot 10^{-23}$$

$$B = 2.8 \cdot 10^{-24}$$

$$M = 0.02$$

$$B = 2.8 \cdot 10^{-23}$$

$$B = 0.7 \cdot 10^{-23}$$

$$\frac{Q}{S} = \frac{D^2}{32 \eta} \rho_w g \left(\sin \beta + \frac{dp_w}{ds} \right) \quad (7)$$

où D est le diamètre du tube et η la viscosité de l'eau ($\eta = 1.8 \cdot 10^{-3}$ Poiseuille).
On arrive ainsi à l'équation :

$$\left(\sin \beta + 0.587 \frac{dp_w}{ds} \right) \left(\sin \beta + \frac{dp_w}{ds} \right)^{1/2} = 2 \sqrt{2\pi} \rho_i L (\rho_w g)^{n-3/2} \eta^{1/2} \frac{B}{n} Q^{-1/2} (p_i - p)^n \quad (8)$$

Les équations (6) et (8) ont été résolues numériquement par la méthode de Runge-Kutta pour $n = 3$, $M = 0.1$, $B = 1.4 \cdot 10^{-23} \text{ Pa}^{-3} \text{ s}^{-1}$.
($= 0.44 \text{ bar}^{-3} \text{ an}^{-1}$), et $A = 4\pi$ (cas d'un chenal de section circulaire).
Nous avons d'abord envisagé le cas de gros conduits sous-glaciaires écoulant de gros débits en régime turbulent. Sur la figure 56, se trouve le niveau piézométrique d'un torrent sous-glaciaire au "thalweg" ayant un débit de $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce niveau atteint environ 2240 m dans la zone des forages de juin 1980, alors que les niveaux d'eau mesurés dans les trous en juin-juillet 1980 varient entre 2310 et 2360 m. (En doublant la valeur du paramètre B, le niveau calculé augmente de 10 m). Pour rendre compte des observations, il faut donc envisager des conduits plus petits (tableau 1). Pour un débit $Q = 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$, où le niveau calculé de 2298 m est toujours trop bas, l'écoulement devient laminaire ($Re = \frac{\rho_w Q}{\eta S} = 473$).

Pour rendre compte des niveaux observés, il faut un débit de l'ordre de $10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$ qui correspond à un diamètre des conduits de l'ordre du millimètre.

Les calculs ont été effectués également dans le cas limite d'un conduit noyé qui serait partout à la pression atmosphérique ("conduit de gradient"). Un tel conduit doit avoir une pente β donnée par les équations (6) et (8) dans lesquelles on a fait $p_w = 0$.

Régime turbulent :

$$\sin \beta_0^{1/4} = \rho_i L (\rho_w g)^{n-1} A^{1/4} M^{3/4} \frac{B}{n} Q^{-1/4} p_i^n \quad (9)$$

Régime laminaire :

$$\sin \beta_0^{3/2} = 2 \sqrt{2\pi} \rho_i L (\rho_w g)^{n-3/2} \eta^{1/2} \frac{B}{n} Q^{-1/2} p_i^n \quad (10)$$

Si p_i^* et p_w^* sont les pressions au bedrock, on a :

$$p_i = p_i^* - 0.91 p_w^* \quad (11)$$

$$\text{et} \quad \frac{dp_w}{dx} = \text{tg } \beta_0 - \text{tg } \beta \quad (12)$$

β étant la pente du lit.

Q m^3/s	PROGRAMME REGIME TURBULENT			PROGRAMME REGIME LAMINAIRE		
	z m	D mm	Re	z m	D mm	Re
10	2204	2800				
5	2206	2100				
1	2213	1100				
10^{-1}	2226	440				
10^{-2}	2241	180				
10^{-3}	2259	73				
10^{-4}	2278	30	2370	2212	11	6450
10^{-5}	2297	13	546	2237	5.3	1340
10^{-6}				2272	2.8	254
10^{-7}				2308	1.5	
10^{-8}				2337	0.17	
10^{-9}				2357	0.50	
1	2229	1000				
1	2193	1300				
1	2196	690				
10^{-8}				2350	0.89	
10^{-8}				2321	0.86	

TABLEAU 2 - Altitude z de la surface piézométrique, diamètre D du conduit, et nombre de Reynolds Re , pour $X = 700 m$, dans le cas d'un "conduit de gradient"

On arrive à des résultats assez proches des précédents (tableau 2). Il découle de considérations théoriques (Lliboutry, cours DEA) qu'un conduit noyé au fond du lit est instable vis-à-vis de conduits noyés à des niveaux supérieurs, et à la limite, vis-à-vis d'un "conduit de gradient". La réalité serait donc intermédiaire entre les deux cas envisagés ci-dessus.

De grossiers calculs menés à partir de la hauteur et de la vitesse de chute du niveau d'eau dans les trous de forage conduisent au même ordre de grandeur (quelques mm) pour la taille des conduits par lesquels se sont établies les connexions.

$$B = 1.4 \cdot 10^{-23}$$

$$(M = 0.1)$$

$$B = 2.8 \cdot 10^{-23}$$

$$B = 2.8 \cdot 10^{-24}$$

$$M = 0.02$$

$$B = 2.8 \cdot 10^{-23}$$

$$B = 0.7 \cdot 10^{-23}$$

BIBLIOGRAPHIE

- DUVAL, P.
Creep and fabrics of temperate polycrystalline ice under shear and compression.
Journal of Glaciology, Vol.
- GODOUNOV, S. and RABIENKI, V.
Schémas aux différences. Edition Mir, Moscou, 361 p.
- HANTZ, D. and LLIBOUTRY, L., 1981.
The inverse problem for valley glacier flow
Journal of Glaciology, Vol. 26, n°97
- HODGE, S. M. (non publié)
The movement and basal sliding of the Nisqually Glacier, Mount Rainier.
Scientific Report, August 1972, University of Washington.
- HODGE, S. M., 1974.
Variations in the sliding of a temperate glacier.
Journal of Glaciology, Vol. 13, n°69, p. 349-69.
- HODGE, S. M., 1976.
Direct measurement of basal water pressures : a pilot study.
Journal of Glaciology, Vol. 16, n°74, p. 205-18.
- HODGE, S. M., 1979.
Direct measurements of basal water pressures : progress and problems.
Journal of Glaciology, Vol. 23, n°89, p. 309-19.
- IKEN, A., FLOTRON, A., HAERBELI, W., and ROTHLISBERGER H., 1979.
The uplift of Unteraargletscher at the beginning of the melt season
a consequence of water storage at the bed ? Abstract.
Journal of Glaciology, Vol. 23, n°89, p. 430-32.

- IKEN, A. (in press).
The effect of the subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model.
Journal of Glaciology
- LEIVA, J.C. (non publié)
Bilan de masse du Glacier de Saint -Sorlin.
Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- LLIBOUTRY, L. A., 1964-65.
Traité de Glaciologie. Masson et Cie, Paris. 2 vol.
- LLIBOUTRY, L. A., 1968.
General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers.
Journal of Glaciology, Vol. 7, n°49, p. 21-58.
- LLIBOUTRY, L.A., 1971.
The glacier theory.
Advances in Hydrosience, Ven Te Chow ed., Academic Press, Vol. 7, p. 81-167.
- LLIBOUTRY, L. A., 1971.
Permeability, brine content and temperature of temperate ice.
Journal of Glaciology, Vol. 10, n°58, p. 15-29.
- LLIBOUTRY, L. A., 1974.
Multivariate statistical analysis of glacier annual balances.
Journal of Glaciology, Vol. 13, n°69, p. 371-92.
- LLIBOUTRY, L. A., 1976.
Physical processes in temperate glaciers.
Journal of Glaciology, Vol. 16, n°74, p. 151-58.
- LLIBOUTRY, L. A., 1979.
Local friction laws for glaciers : a critical review and new openings.
Journal of Glaciology, Vol. 23, n°89, p. 67-95.
- LLIBOUTRY, L. A. and REYNAUD, L., 1981.
Global dynamics of a temperate valley glacier, Mer de Glace, and past velocities deduced from Forbes Bands.
Journal of Glaciology, Vol. 27, n°96
- MARTIN, S., 1977.
Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du Glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du Massif du Mont-Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace).
Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 12, n°1/2, p. 127-53.
- MATHEWS, W. M., 1964.
Water pressure under a glacier.
Journal of Glaciology, Vol. 5, n°38, p. 235-40.

- MATHEWS, W. H., 1973.
Record of two jökullhlaups
U.G.G.I. - A.I.H.S. - Commission des Neiges et Glaces
Symposium on the Hydrology of glaciers, Cambridge, 7-13 septembre 1969, p. 99-110.
- MOUGIN, P., 1925.
Etudes glaciologiques (Direction Générale des Eaux et Forêts), Service des Forces Hydrauliques, Imprimerie Nationale, Paris)
Tome 5, 224 p.
- MOUGIN, P., 1934.
Etudes glaciologiques (Direction des Eaux et du Génie Rural, Imprimerie Nationale, Paris).
Tome 7, 306 p.
- NYE, J. F., 1965.
The flow of a glacier in a channel of rectangular elliptic or parabolic cross section.
Journal of Glaciology, Vol. 5, n°41, p. 661-90.
- NYE, J. F. and FRANCK, F.C., 1973.
Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier.
U.G.G.I. - A.I.H.S. - Commission des Neiges et Glaces
Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 7-13 septembre 1969, p. 157-61.
- REYNAUD, L. 1973.
Flow of a valley glacier with a solid friction law.
Journal of Glaciology, Vol. 21, n°65, p. 251-58.
- REYNAUD, L., 1977.
Glacier fluctuations in the Mont-Blanc area (French Alps).
Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 13, n°1/2, p. 155-66.
- REYNAUD, L., 1980.
Can the linear balance model be extended to the whole Alps ?
World Glacier Inventory (Proceedings of the Riederalp Workshop, september 1978)
I.A.H.S. Publication n°126, p. 273-84.
- REYNAUD, 1959.
Prospection au Glacier d'Argentière.
S.H.F. Section de Glaciologie, réunion du 20 février 1959.
- ROTHLISBERGER, H., 1972.
Water pressure in intra and sub glacial channels.
Journal of Glaciology, Vol. 11, n°62, p. 177-203.
- ROTHLISBERGER, H., IKEN, A., and SPRING, U., 1979.
Piezometric observations of water pressure at the bed of Swiss glaciers. Abstract.
Journal of Glaciology, Vol. 23, n°89, p. 429-30.

SCHOELLER, H., 1962.

Les eaux souterraines. Paris, Masson et Cie.

SHREVE, R.L., 1972.

Movement of water in glaciers.

Journal of Glaciology, Vol. 11, n°62, p. 205-14.

SOMIGLIANA, C., 1925.

Sul coefficiente di attrito interno del ghiaccio e la determinazione della profondità dei ghiacciai.

Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, Vol. 6, p. 13-25.

VALLON, M., PETIT, J.R. and FABRE, B., 1976.

Study of an ice core to the bedrock in the accumulation zone of an alpine glacier.

Journal of Glaciology, Vol. 17, n°75, p. 13-28.

VIVIAN, R., and ZUMSTEIN, J., 1973.

Hydrologie sous-glaciaire au Glacier d'Arentière.

U.G.G.I. - A.I.H.S. - Commission des Neiges et Glaces.

Symposium on the Hydrology of glaciers, Cambridge, 7-13 septembre 1969, p. 53-64.

VIVIAN, R., 1975.

Les glaciers des Alpes Occidentales.

Thèse de doctorat d'Etat, Imprimerie Allier, Grenoble.

A N N E X E S

ANNEXE AU CHAPITRE 3 (§ 3.1)

PARAMÈTRES DES CHANGEMENTS DE REPÈRES

LIGNE	1-2	4	5	6	7
A	957 800	959 000	959 500	960 000	960 500
B	118 600	117 000	116 500	115 000	115 000
C	400	295	300	200	1 300
D	540	1 050	1 000	1 700	1 300
E (grades)	263.5	263.3	227	247	274.5
x _O	58 429	59 820	60 535	61 392	62 204
y _O	18 837	17 720	16 638	15 996	15 690

Formules de changement de coordonnées :

$$X = C + (x - A)\sin E - (y - B)\cos E$$

$$Y = D + (x - A)\cos E + (y - B)\sin E$$

x, y : coordonnées Lambert

C, D : coordonnées dans le nouveau repère du point (x - A, y - B)

E : angle (OY, OX) en grades compté dans le sens des aiguilles d'une montre

x_O, y_O : coordonnées Lambert des nouvelles origines

ANNEXE AU CHAPITRE 3 (§ 3.2.c)

PLAN D'EXPÉRIENCE DU MODÈLE LINÉAIRE POUR LA LIGNE 4

	t = 1	t = 2	t = 3	t = 4
j=1			X=355.06 U=113.15 X=577.96 U=112.81	X=470.08 U=119.20
j=2	X=350.46 U=112.50			X=356.53 U=119.93
j=3	X=358.36 U=111.83	X=168.03 U=109.79 X=469.79 U=112.16	X=277.48 U=111.49 X=368.78 U=113.15 X=584.86 U=114.59	X=391.95 U=119.71 X=484.35 U=120.29
j=4	X=365.57 U=110.27	X=159.82 U=106.05 X=475.14 U=110.02	X=377.95 U=111.00 X=547.46 U=112.34 X=588.22 U=112.83	X=491.56 U=118.48

ANNEXE AU CHAPITRE 3 (§3.2.c)

TABLE DES RÉSIDUS DU MODÈLE LINÉAIRE POUR LA LIGNE 4

y \ t	75-76	76-77	77-78	78-79
205.3	-0.61	-1.86	+1.45	+1.04
266.8			+1.22 -1.01	-0.21
299.6	-0.06			-0.06
379.1	-0.23	+0.50 +0.30	-0.64 +0.24 -0.16	+0.10 -0.11
464.8	+0.28	-1.04 +0.24	+0.14 +0.04 +0.18	+0.15
546.4	-0.97	+0.92	+0.04	
568.2			-0.14	+0.15
652.6			+1.02	-1.03

ANNEXE AU CHAPITRE 3 (§ 3.2.F)

COEFFICIENTS DE CORRÉLATION DE LA RÉGRESSION

LINÉAIRE ENTRE U ET $(Y-Y_0)^M$, PORTANT SUR 34 OBSERVATIONS

m	Y_0	360	364	366	367	368	369	370	372	374	380	390
2								96358			95483 (8.64)	
2.4								97676				
2.6								97972				
2.7								98046				
2.75								98066				
2.77				98077	98084	98085	98081					
2.78					98085	98086	98083					
2.79					98085	98087	98084					
2.80					98085	98088	98085	98076				
2.81					98085	98088	98085					
2.82					98084	98087	98085					
2.83					98083	98087	98085					
2.84					98082	98086	98084	98077				
2.85			98040	98071	98080	98084	98083	98077	98047	97993		
2.9								98067				
2.95								98048				
3	97838 (6.02)							98021	(5.76)		97672 (6.24)	96470 (7.65)
3.2								97829				
3.4								97521				
3.6								97113				
4	95786 (8.36)							96055 (8.09)			96016 (8.13)	95330 (8.78)

Y0=	368	N=	2.8
INTERCEPT	114.22479		
REGRESSION COEFFICIENT	6.86702		
STD. ERROR OF REG. COEF.	.24088		
COMPUTED T-VALUE	28.50786		
CORRELATION COEFFICIENT	.98088		
STANDARD ERROR OF ESTIMATE	5.66125		
ANALYSIS OF VARIANCE FOR THE REGRESSION			
SOURCE OF VARI.	D.F.	SUM OF SQ.	MEANSQ.
ATTRIBUTABLE TO REG.	1	26046.804	26046.804
DEVIATION FROM REG.	32	1025.593	32.050
TOTAL	33	27072.397	
FVALUE	812.70		
CASE NO	Y OBSERVED	Y ESTIMATED	RESIDUAL
1	101.028	97.587	3.441
2	110.656	106.271	4.385
3	112.814	111.225	1.589
4	113.580	114.197	.617
5	112.345	111.924	.421
6	58.080	59.684	1.605
7	105.729	103.624	2.105
8	112.498	113.292	.793
9	111.831	114.213	2.381
10	112.158	114.211	2.053
11	114.587	114.211	.376
12	110.270	111.585	1.315
13	110.020	111.621	1.601
14	112.828	111.672	1.155
15	103.183	100.288	2.895
16	104.804	100.477	4.326
17	106.748	100.453	6.296
18	23.384	37.916	14.532
19	21.696	37.844	16.148
20	7.707	6.061	13.769
21	80.027	80.991	.964
22	72.577	77.014	4.437
23	101.405	103.985	2.580
24	111.128	113.261	2.133
25	109.790	114.223	4.433
26	111.487	114.223	2.736
27	106.053	111.674	5.621
28	97.260	98.352	1.092
29	70.458	64.571	5.887
30	108.831	102.987	5.844
31	113.152	111.402	1.750
32	113.150	114.220	1.070
33	102.424	94.959	7.465
34	68.014	63.608	4.406

ANNEXE AU CHAPITRE 3 (§ 3.2.F)

COEFFICIENTS DE CORRÉLATION DE LA RÉGRESSION

LINÉAIRE ENTRE U ET $(Y-Y_0)^M$, PORTANT SUR 26 OBSERVATIONS

$m \backslash Y_0$	350	355	360	365	366	367	368	369	370	375
2.8							86161			
3					86286	86292	86255			
3.1					86284	86303	86279			
3.2	81578	83618	85255	86191	86267	86300	86289		86124	84829
3.3					86238	86285	86286			
3.4							86273			
3.5							86248			
4							85998			

ANNEXE AU CHAPITRE 3 (§ 3.2.F)

INTERCEPT..... 112.40419
 REGRESSION COEFFICIENT..... - .89327
 STD. ERROR OF REG. COEF..... .10673
 COMPUTED T-VALUE..... - 8.36968

CORRELATION COEFFICIENT..... - .86303
 STANDARD ERROR OF ESTIMATE... 2.42168

ANALYSIS OF VARIANCE FOR THE REGRESSION

SOURCE OF VARI.	D.F.	SUM OF SQ.	MEANSQ.	FVALUE
ATTRIBUTABLE TO REG.	1	410.819	410.819	70.05
DEVIATION FROM REG.	24	140.749	5.865	
TOTAL	25	551.568		

CASE NO	Y OBSERVED	Y ESTIMATED	RESIDUAL	STD. RESID
1	101.028	102.118 -	1.089 -	.450
2	110.656	107.883	2.773	1.145
3	112.814	110.882	1.933	.798
4	113.580	112.397	1.184	.489
5	112.345	111.195	1.149	.475
6	105.729	106.177 -	.448 -	.185
7	112.498	111.993	.506	.209
8	111.831	112.400 -	.569 -	.235
9	112.158	112.399 -	.241 -	.100
10	114.587	112.399	2.188	.904
11	110.270	110.999 -	.729 -	.301
12	110.020	111.020 -	1.000 -	.413
13	112.828	111.050	1.778	.734
14	103.183	103.661 -	.478 -	.197
15	104.804	103.792	1.012	.418
16	106.748	103.775	2.974	1.228
17	101.405	106.413 -	5.008 -	2.068
18	111.128	111.978 -	.850 -	.351
19	109.790	112.404 -	2.613 -	1.079
20	111.487	112.404 -	.916 -	.378
21	106.053	111.051 -	4.998 -	2.064
22	97.260	102.315 -	5.055 -	2.087
23	108.831	105.759	3.072	1.269
24	113.152	110.982	2.170	.896
25	113.150	112.403	.747	.309
26	102.424	99.914	2.509	1.036

ANNEXE AU CHAPITRE 3 (§ 3.2.F)

INTERCEPT.....	114.34196
REGRESSION COEFFICIENT.....	.97720
STD. ERROR OF REG. COEF.....	.11118
COMPUTED T-VALUE.....	8.79592
CORRELATION COEFFICIENT.....	.96334
STANDARD ERROR OF ESTIMATE...	1.31467

ANALYSIS OF VARIANCE FOR THE REGRESSION				
SOURCE OF VARI.	D.F.	SUM OF SQ.	MEANSQ.	FVALUE
ATTRIBUTABLE TO REG.	1	133.720	133.720	77.37
DEVIATION FROM REG.	6	10.370	1.728	
TOTAL	7	144.091		

CASE NO	Y OBSERVED	Y ESTIMATED	RESIDUAL	STD. RESID
1	101.030	103.081	2.051	1.560
2	110.660	109.392	1.268	.965
3	112.610	112.675	.135	.102
4	113.580	114.334	.754	.573
5	112.340	113.019	.679	.516
6	114.590	114.336	.254	.193
7	112.930	112.859	.079	.022
8	106.750	104.894	1.856	1.412

INTERCEPT.....	112.17209
REGRESSION COEFFICIENT.....	.92304
STD. ERROR OF REG. COEF.....	.06216
COMPUTED T-VALUE.....	14.85018
CORRELATION COEFFICIENT.....	.99327
STANDARD ERROR OF ESTIMATE...	.54335

ANALYSIS OF VARIANCE FOR THE REGRESSION				
SOURCE OF VARI.	D.F.	SUM OF SQ.	MEANSQ.	FVALUE
ATTRIBUTABLE TO REG.	1	65.107	65.107	220.53
DEVIATION FROM REG.	3	.886	.295	
TOTAL	4	65.993		

CASE NO	Y OBSERVED	Y ESTIMATED	RESIDUAL	STD. RESID
1	105.730	105.737	.007	.013
2	112.500	111.747	.753	1.386
3	111.830	112.168	.338	.621
4	110.270	110.720	.450	.829
5	103.180	103.138	.042	.078

INTERCEPT.....	111.69800
REGRESSION COEFFICIENT.....	.72467
STD. ERROR OF REG. COEF.....	.09974
COMPUTED T-VALUE.....	7.26526
CORRELATION COEFFICIENT.....	.99066
STANDARD ERROR OF ESTIMATE...	.73006

ANALYSIS OF VARIANCE FOR THE REGRESSION				
SOURCE OF VARI.	D.F.	SUM OF SQ.	MEANSQ.	FVALUE
ATTRIBUTABLE TO REG.	1	28.133	28.133	52.78
DEVIATION FROM REG.	1	.533	.533	
TOTAL	2	28.666		

CASE NO	Y OBSERVED	Y ESTIMATED	RESIDUAL	STD. RESID
1	112.160	111.694	.466	.638
2	110.820	110.575	.245	.340
3	104.800	104.711	.089	.122

ANNEXE AU CHAPITRE 3 (§ 3.2.F)

INTERCEPT.....	108.71994
REGRESSION COEFFICIENT.....	1.04415
STD. ERROR OF REG. COEF.....	.12633
COMPUTED T-VALUE.....	8.26527
CORRELATION COEFFICIENT.....	.98568
STANDARD ERROR OF ESTIMATE...	1.12727

ANALYSIS OF VARIANCE FOR THE REGRESSION				
SOURCE OF VARI.	D.F.	SUM OF SQ.	MEANSQ.	FVALUE
ATTRIBUTABLE TO REG.	1	86.810	86.810	68.31
DEVIATION FROM REG.	2	2.541	1.271	
TOTAL	3	89.352		

CASE NO	Y OBSERVED	Y ESTIMATED	RESIDUAL	STD. RESID
1	101.400	101.717	.317	.281
2	109.790	108.719	1.071	.950
3	106.050	107.138	1.088	.965
4	97.260	96.926	.334	.296

INTERCEPT.....	113.93407
REGRESSION COEFFICIENT.....	.79016
STD. ERROR OF REG. COEF.....	.08267
COMPUTED T-VALUE.....	9.55830

CORRELATION COEFFICIENT.....	.98923
STANDARD ERROR OF ESTIMATE...	.90916

ANALYSIS OF VARIANCE FOR THE REGRESSION				
SOURCE OF VARI.	D.F.	SUM OF SQ.	MEANSQ.	FVALUE
ATTRIBUTABLE TO REG.	1	75.517	75.517	91.36
DEVIATION FROM REG.	2	1.653	.827	
TOTAL	3	77.170		

CASE NO	Y OBSERVED	Y ESTIMATED	RESIDUAL	STD. RESID
1	108.830	108.056	.774	.851
2	113.150	112.676	.474	.522
3	113.150	113.933	.783	.861
4	102.420	102.886	.466	.512

* il y a seulement 4 observations au lieu de 5 car un point a été oublié lors de l'étude statistique

ANNEXE AU CHAPITRE 4

CALCUL DE LA VITESSE NORMALE À LA SECTION

<i>N</i>	$\sqrt{U^2 + V^2}$	α	$\cos \alpha \sqrt{U^2 + V^2}$
5 - 1	55.86	13.6	54.29
5 - 2	72.53	12.3	70.87
5 - 3	77.49	11.2	76.01
5 - 4	82.05	9.0	80.04
5 - 5	84.10	6.9	83.49
5 - 6	83.86	1.7	83.82
5 - 7	76.98	3.0	76.87
5 - 8	64.83	12.9	63.19
5 - 8	64.83	33	54.37
5 - 9	53.08	26.7	47.42
sur 2 ans 5 - 10	42.93	28.7	37.66
5 - 11	31.28	28.3	27.54
6 - 1	51.18	9.8	50.43
6 - 2	67.89	3.5	67.76
6 - 3	76.15	3.1	76.04
6 - 4	76.40	1	76.39
6 - 5	71.93	4.4	71.72
6 - 6	61.43	6.1	61.08

<i>N</i>	$\sqrt{U^2 + V^2}$	α	$\cos \alpha \sqrt{U^2 + V^2}$
7 - 1	33.72	6.2	33.52
7 - 2	54.80	8.9	54.14
7 - 3	56.65	3.9	56.52
7 - 4	56.98	6.0	56.67
7 - 5	56.49	5.2	56.26
7 - 6	53.41	4.6	53.24
6 - 1	51.18	5.0	50.99
8 - 1	42.08	58.8	21.80
8 - 2	40.76	66.8	16.06
8 - 3	30.82	50.4	19.65
8 - 4	26.31	28.3	23.17
8 - 5	17.35	15.8	16.69
8 - 6	45.96	45.9	12.07
8 - 7	58.43	18.1	43.69
8 - 8	58.43	24.3	53.25
8 - 8	44.12	26.1	39.62

CALCULS DES DEBITS

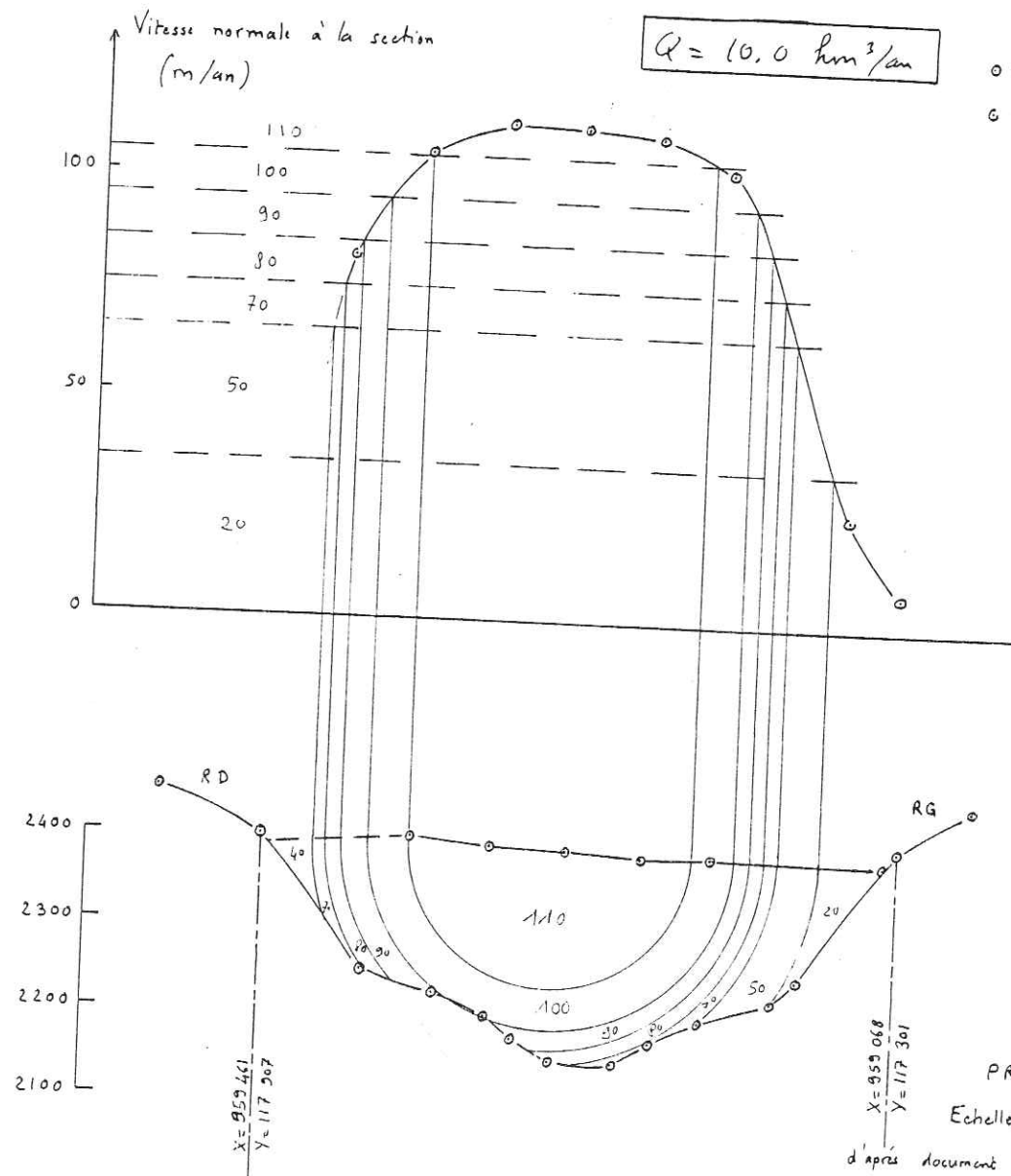
$u \geq$	$S_i (m^2)$	$u_i - u_{i-1}$
20	110 746	20
40	105 432	20
50	103 998	10
70	94 509	20
80	88 310	10
90	80 213	10
100	67 814	10
110	39 980	10

$$\sum S_i(u_i - u_{i-1}) = 10.016 890 \text{ km}^3/\text{an}$$

Débit moyen de sept. 75 à sept. 76:

$$Q = 10.0 \text{ km}^3/\text{an}$$

○ mesurée en 75-76
○ reconstituée



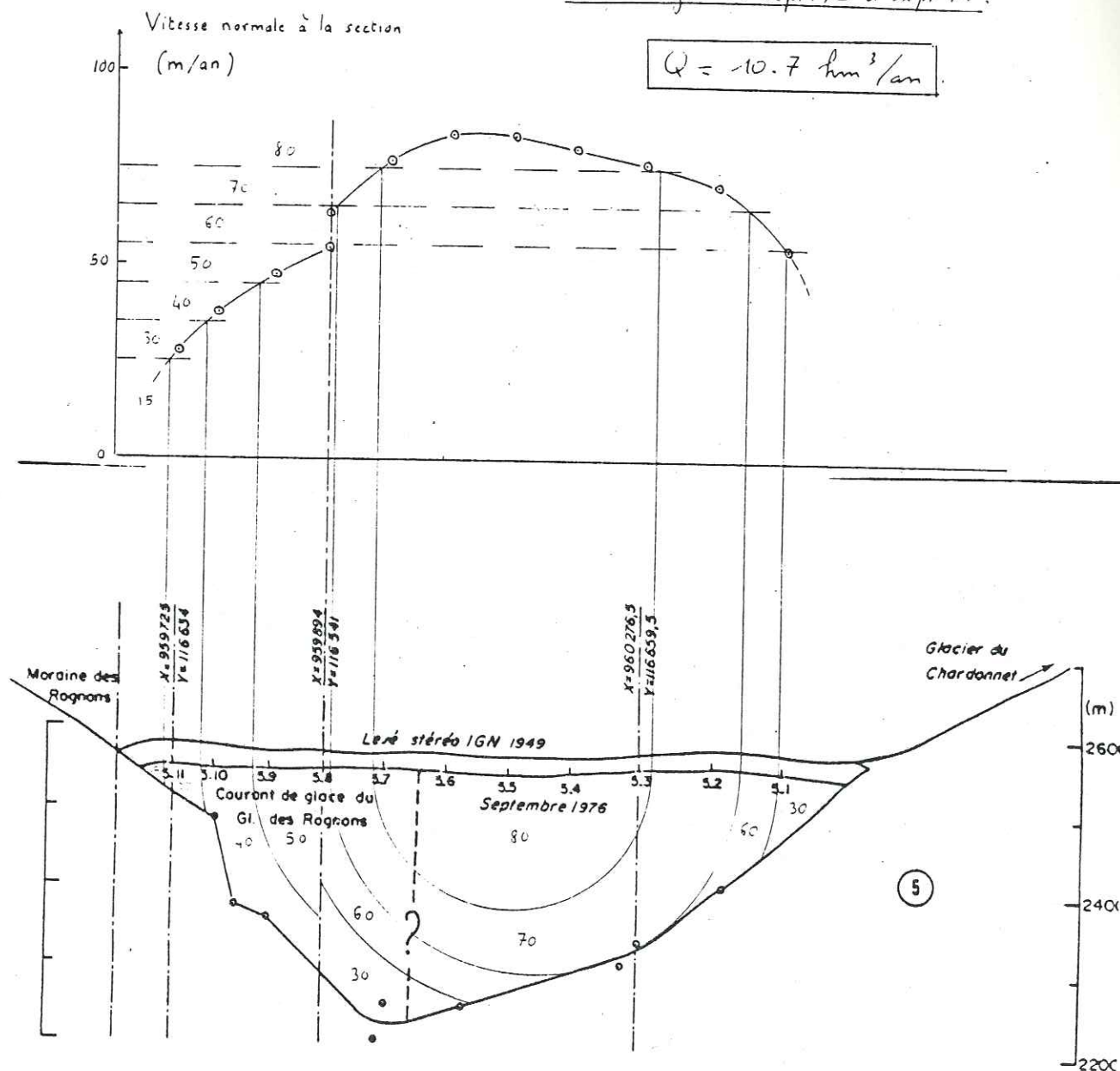
PROFIL 4
Echelle 1/5000
d'après document EDF 52 EM 7.
(étude sismique Süssbrunn - 1955)

$u \geq$	$S_i (m^2)$	$u_i - u_{i-1}$	$u \geq$	$S_i (m^2)$	$u_i - u_{i-1}$
15	28 960	15	30	141 806	30
30	28 481	15	60	125 052	30
40	26 327	10	70	102 555	10
50	11 249	10	80	46 910	10

$$\sum S_i(u_i - u_{i-1}) = 1.237 375 \quad \sum S_i(u_i - u_{i-1}) = 9.500 390 \quad Q_1 + Q_2 = 10.731 765 \text{ km}^3/\text{an}$$

Débit moyen de sept. 75 à sept. 76:

$$Q = 10.7 \text{ km}^3/\text{an}$$



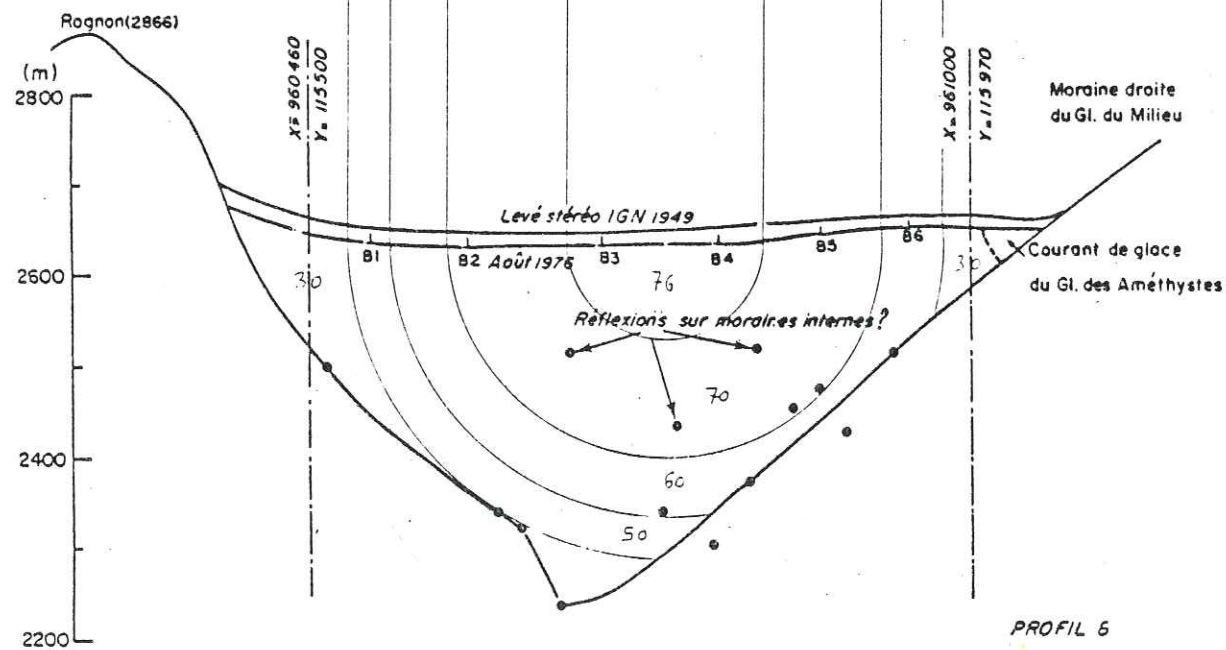
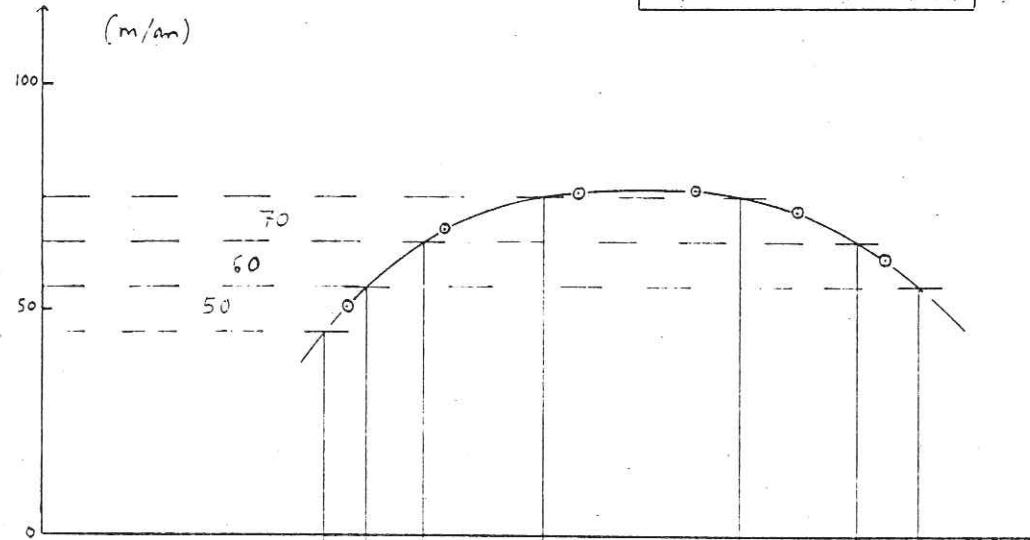
	$S_i (m^2)$	$u_i - u_{i-1}$
$u \geq 30$	180 095	30
$u \geq 50$	152 576	20
$u \geq 60$	125 480	10
$u \geq 70$	85 323	10
$u \geq 76$	16 993	6

$$\sum S_i (u_i - u_{i-1}) = 10.764 \text{ km}^3/\text{an}$$

Débit moyen de sept. 75 à sept. 76 :

$$Q = 10.7 \text{ km}^3/\text{an}$$

Vitesse normale à la section
(m/an)



PROFIL 6

Echelle 1/5000

Fig. AG 10. 12.1976

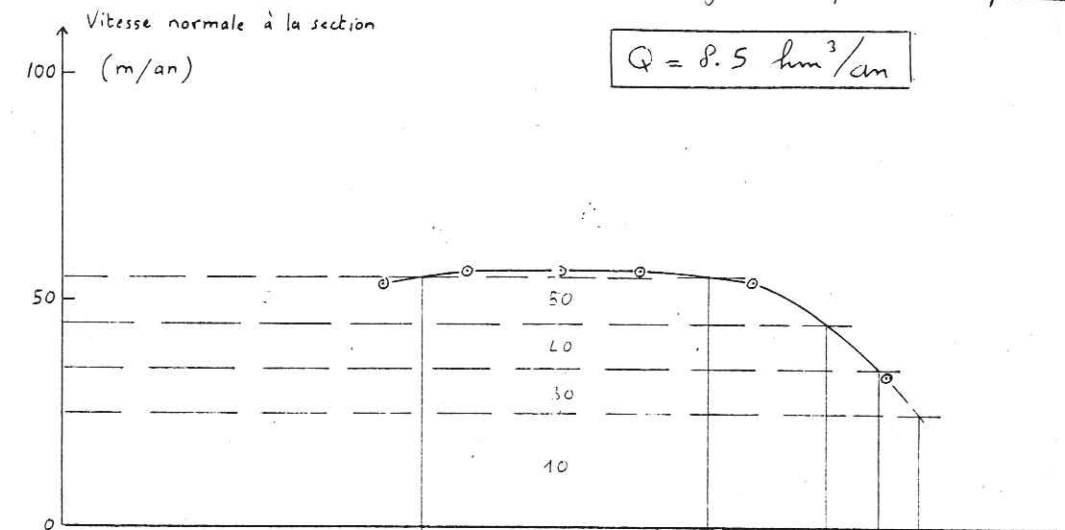
	$S_i (m^2)$	$u_i - u_{i-1} (m/an)$
$u \geq 30$	171 328	30
$u \geq 40$	166 282	10
$u \geq 50$	142 734	10
$u \geq 56$	36 645	6

$$\sum S_i (u_i - u_{i-1}) = 8.449 \text{ km}^3/\text{an} + 0.645 \times 0.1 = 8.514 \text{ km}^3/\text{an}$$

Débit moyen de sept. 75 à sept. 76 :

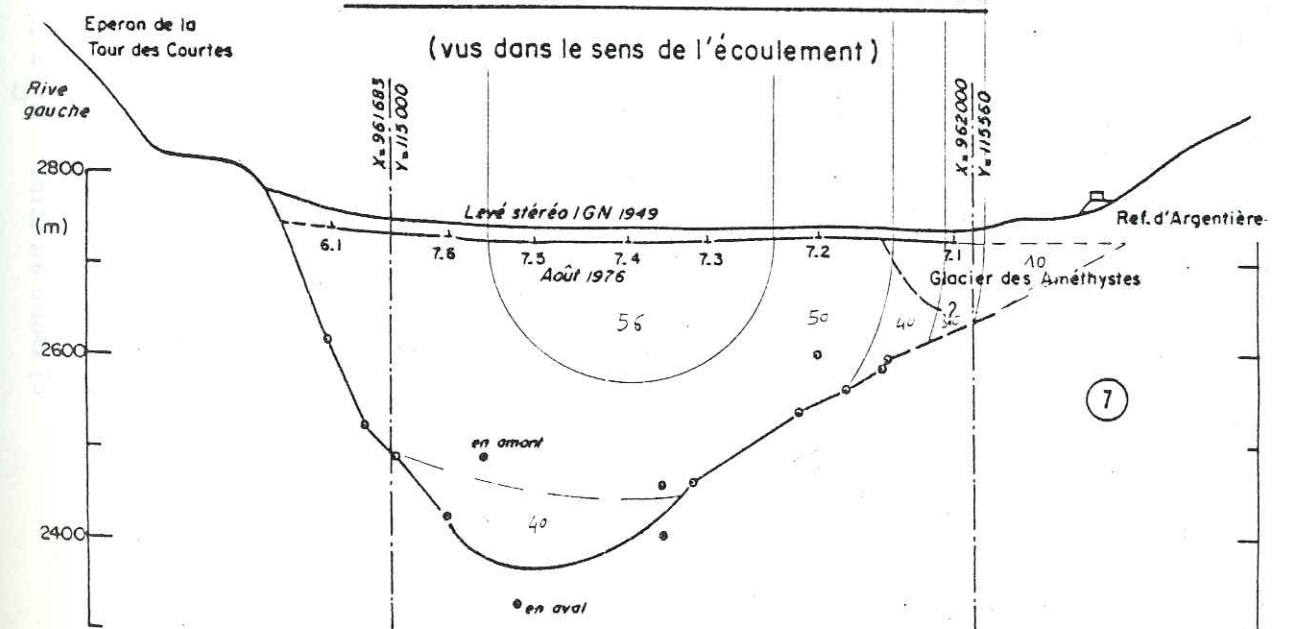
$$Q = 8.5 \text{ km}^3/\text{an}$$

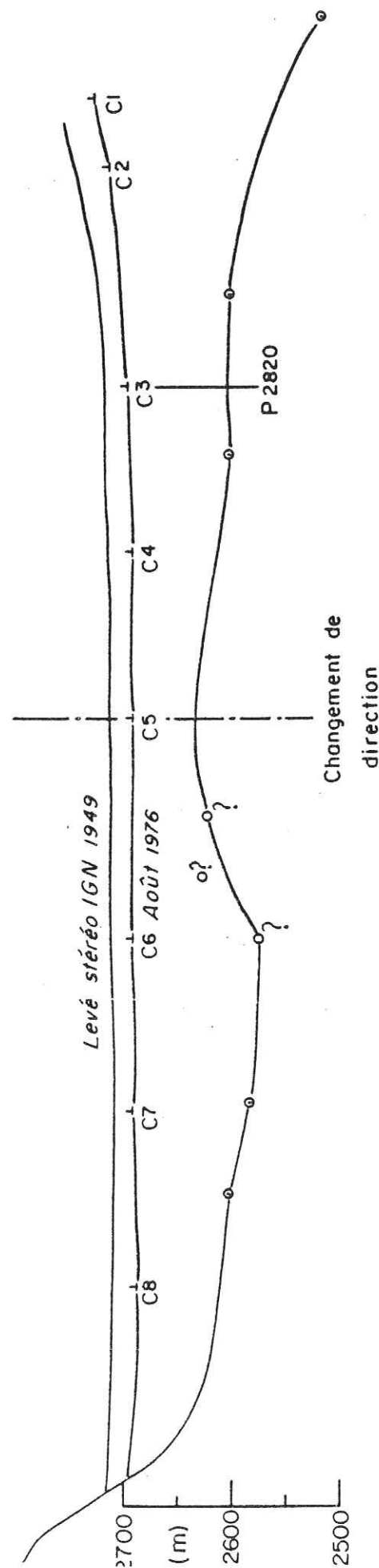
Vitesse normale à la section
(m/an)



PROFILS TRANSVERSAUX AU 1/5000

(vus dans le sens de l'écoulement)





PROFIL 8

Echelle 1/5000

Fig AG 12- 12.1976

Profil C (de C3 au rognon 2866. En amont de C3 on suit une ligne de courant)

a) Du rognon 2866 à C5

Aire : 5,69 hm²

Vitesse moyenne perpendiculairement au profil : 36,8 m/an

D'où un débit de glace de 2,09 hm³/an

En divisant ce profil en 3 longueurs égales on a :

Aires : 1,265 2,765 1,66 hm²

Vitesse moyenne normale au profil : 28 50,5 32 m/an

D'où un débit de glace 2,28 hm³/an

Nous adopterons la valeur intermédiaire 2,14 hm³/an

b) Entre C5 et C3

Aire : 2,315 hm²

Vitesse moyenne perpendiculairement au profil : 24,3 m/an

Débit de glace : 0,56 hm³/an

c) Donc au total $q_C = 2,7 \text{ hm}^3/\text{an}$

ANNEXE AU CHAPITRE 6

Nom du trou	Date du relevé	X	Y	Z _{glace}	Z _{lit} estimé
Forages septembre 1979					
1-79	29/09	2 mètres à l'aval du 4-79			
2-79		59 261.54	17 782.24	2 382.90	2162
3-79		59 298.07	17 876.56	2 370.00	2244
4-79		59 149.55	17 701.78	2 370.90	
5-79		59 219.72	17 656.62	2 382.50	
Forages juin 1980					
G	15/06	59 282.51	17 807.84	2 388.08	2203
E	15/06	59 314.93	17 855.99	2 386.60	2216
H bis	15/06	59 259.28	17 764.19	2 386.76	
H	15/06	59 258.48	17 764.85	2 386.46	2166
J bis	15/06	59 209.18	17 681.11	2 383.12	
I bis	15/06	59 232.09	17 721.64	2 384.45	
I	15/06	59 231.06	17 722.05	2 384.28	
J	15/06	59 209.46	17 682.64	2 387.22	2155
C	15/06	59 341.35	17 866.36	2 384.53	2264
C bis	15/06	59 341.81	17 854.18	2 387.15	
F	15/06	59 287.99	17 815.78	2 386.89	2202
D	15/06	59 330.52	17 862.65	2 383.73	2263
A	15/06	59 357.52	17 894.24	2 378.62	2319
L	11/07	59 022.36	17 528.09	2 378.93	2162
K	11/07	59 123.76	17 609.59	2 379.75	2134
M	11/07	58 967.85	17 507.56	2 369.11	2261
N	11/07	58 965.20	17 504.28	2 368.02	2249
Carottage (3 au 13 juin 1979)					
	15/06	59 300.80	17 734.74	2 394.00	2155
Forages fin août 1980					
11	20/09	59 417.22	17 703.82	2 407.29	2179
12		59 377.02	17 632.55	2 404.06	
2		59 327.98	17 547.18	2 401.47	2151
3		59 234.89	17 595.96	2 389.69	2150
1		59 299.97	17 702.45	2 394.11	
9		59 332.90	17 764.94	2 397.11	2184
8		59 260.63	17 813.67	2 383.68	2177
6		59 216.81	17 756.88	2 379.74	
5		59 158.62	17 678.56	2 375.80	
Forages fin septembre 1980					
0	21/09	59 042.20	17 408.55	2 381.50	2302
B	20/09	59 356	17 882	2 381.50	2312

ANNEXE AU CHAPITRE 7 (§ 7.2.)

```

0010 REM CALCUL DES VITESSES PAR DIFFERENCES FINIES
0011 REM 6320 OCTETS
0020 DIM A(20),B(19),C(19),F(20),D(21)
0040 DIM U(3,20)
0050 REM CONSTANCE B DE GLEN EN BAR-3.AN-1
0060 LET B0=.2
0070 REM MASSE VOLUMIQUE DE LA GLACE EN KG.M-3
0080 LET R0=9.1E02
0090 REM CONSTANCE N DE GLEN
0100 LET N0=3
0110 REM CONSTANCE G DE LA PESANTEUR EN E+5.M.S-2
0120 LET G0=9.8E-05
0130 REM R0.G0 EST EN BAR.M-1 R0*G0=8.918E-2
0140 PRINT 'NOMBRE DE VITESSES RENTREES ? (320)'
0150 PRINT 'REM:SI VITESSES SYMETRIQUES, N DOIT ETRE PAIR'
0160 INPUT N
0161 IF N=10 GOTO 0164
0162 DIM W(10)
0163 GOTO 0170
0164 DIM W(20)
0170 PRINT 'PAS HORIZONTAL ET VERTICAL ?'
0180 INPUT H,K
0170 PRINT FLP,'PAS HORIZONTAL =',H,'PAS VERTICAL =',K
0200 PRINT 'PENTE DU GLACIER ? (EN RADIANS)'
0210 INPUT A1
0211 D1=DEG(A1)
0220 PRINT FLP,'PENTE DU GLACIER EN DEGRES =',D1
0230 PRINT 'NOMBRE DE PAS VERTICAUX A EFFECTUER ?'
0240 INPUT M
0250 PRINT FLP,'VITESSES JUSQU' A ',(M+1)*K,' M DE PROFONDEUR'
0260 PRINT 'VITESSES ?'
0261 PRINT FLP,
0262 PRINT FLP,
0270 FOR I=1 TO N
0280 INPUT U(2,I)
0290 LET U(1,I)=U(2,I)
0300 LET U(3,I)=U(2,I)
0310 NEXT I
0320 FOR I=1 TO N
0330 W(I)=U(3,I)
0340 NEXT I
0350 FOR I=1 TO 2
0360 IF N=10 GOTO 0364
0361 MAT PRINT USING FLP,0362,W;
0362 :   ###.###
0363 GOTO 0380
0364 MAT PRINT USING FLP,0365,W;
0365 :   ##.##
0380 PRINT FLP,
0391 PRINT FLP,
0392 PRINT FLP,
0393 NEXT I
0400 FOR Q=1 TO M
0410 REM PREMIER NOEUD
0420 U1=(4*U(3,2)-3*U(3,1)-U(3,3))/(2*H)
0430 U2=(3*U(3,1)-4*U(2,1)+U(1,1))/(2*K)
0440 U3=(2*U(3,1)-5*U(3,2)+4*U(3,3)-U(3,4))/(H*H)
0450 A0=(U1*U1+U2*U2/N0)/(K*K)+(3*(N0-1)*U1*U2)/(2*N0*H*K)
0460 A2=(-2*(N0-1)*U1*U2)/(N0*H*K)
0470 A3=((N0-1)*U1*U2)/(2*N0*H*K)
0480 X=U3*(U1*U1/N0+U2*U2)+(U(2,1)-2*U(3,1))*U1*U1+U2*2/N0/K+2
0490 Y=(N0-1)*U1*U2*(4*U(2,2)-U(2,3)-3*U(2,1))/(2*N0*H*K)
0500 Z=B0*(1/N0)*R0*G0*SIN(A1)*(U1*U1+U2*U2)*((3*N0-1)/(2*N0))
0510 B1=-(X+Y+Z)
0520 REM NOEUD NUMERO I
0530 FOR I=2 TO (N-1)
0540 U1=(U(3,I+1)-U(3,I-1))/(2*H)
0550 U2=(3*U(3,I)-4*U(2,I)+U(1,I))/(2*K)
0560 U3=(U(3,I+1)-2*U(3,I)+U(3,I-1))/(H*H)
0570 B(I-1)=((N0-1)*U1*U2)/(2*N0*H*K)
0580 A(I)=(U1*U1+U2*U2/N0)/(K*K)
0590 C(I)=(-1*(N0-1)*U1*U2)/(2*N0*H*K)
0600 X=U3*(U1*U1/N0+U2*U2)+(U(2,I)-2*U(3,I))*U1*U1+U2*2/N0/K+2
0610 Y=(N0-1)*U1*U2*(U(2,I+1)-U(2,I-1))/(2*N0*H*K)
0620 Z=B0*(1/N0)*R0*G0*SIN(A1)*(U1*U1+U2*U2)*((3*N0-1)/(2*N0))
0630 F(I)=-(X+Y+Z)
0640 NEXT I
0650 REM DERNIER NOEUD

```

```

0650 REM DERNIER NOEUD
0660 U1=(3*U(3,N)-4*U(3,N-1)+U(3,N-2))/(2*H)
0670 U2=(3*U(3,N)-4*U(2,N)+U(1,N))/(2*K)
0680 U3=(2*U(3,N)-5*U(3,N-1)+4*U(3,N-2)-U(3,N-3))/(H*H)
0690 A4=(-1*(N0-1)*U1*U2)/(2*N0*H*K)
0700 A5=(2*(N0-1)*U1*U2)/(N0*H*K)
0710 A6=(-3*(N0-1)*U1*U2)/(2*N0*H*K)+(U1*U1+U2*U2/N0)/(K*K)
0720 X=U3*(U1*U1/N0+U2*U2)+(U(2,N)-2*U(3,N))*U1*U1+U2*2/N0/K+2
0730 Y=(N0-1)*U1*U2*(3*U(2,N)-4*U(2,N-1)+U(2,N-2))/(2*N0*H*K)
0740 Z=B0*(1/N0)*R0*G0*SIN(A1)*(U1*U1+U2*U2)*((3*N0-1)/(2*N0))
0750 B2=-(X+Y+Z)
0760 IF Q=1 GOTO 0821
0770 F(1)=B1/A0
0780 FOR I=2 TO (N-1)
0790 F(I)=F(I)/A(I)
0800 NEXT I
0810 F(N)=B2/A6
0820 GOTO 1080
0821 IF A3=1.E-10 GOTO 0830
0822 A(1)=A0
0823 C(1)=A2
0824 F(1)=B1
0825 GOTO 0851
0830 A(1)=A0*(C(2)/A3)-B(1)
0840 C(1)=A2*(C(2)/A3)-A(2)
0850 F(1)=B1*(C(2)/A3)-F(2)
0851 IF A4=1.E-10 GOTO 0860
0852 B(N-1)=A5
0853 A(N)=A6
0854 F(N)=B2
0855 GOTO 0890
0860 B(N-1)=A5*(B(N-2)/A4)-A(N-1)
0870 A(N)=A6*(B(N-2)/A4)-C(N-1)
0880 F(N)=B2*(B(N-2)/A4)-F(N-1)
0890 REM RESOLUTION DU SYSTEME LINEAIRE
0891 FOR I=1 TO (N-1)
0892 A(I)=1000*A(I)
0893 B(I)=1000*B(I)
0894 C(I)=1000*C(I)
0895 F(I)=1000*F(I)
0896 NEXT I
0897 A(N)=1000*A(N)
0898 F(N)=1000*F(N)
0900 D(1)=1.
0910 D(2)=A(1)
0920 IF D(2)=0 GOTO 1200
0930 FOR I=2 TO N
0940 D(I+1)=A(I)*D(I)-B(I-1)*C(I-1)*D(I-1)
0950 IF D(I+1)=0 GOTO 1200
0960 NEXT I
0970 FOR I=2 TO N
0980 A(I)=D(I+1)/D(I)
0990 B(I-1)=B(I-1)/A(I-1)
1000 NEXT I
1010 FOR I=2 TO N
1020 F(I)=-B(I-1)*F(I-1)+F(I)
1030 NEXT I
1040 F(N)=F(N)/A(N)
1050 FOR I=(N-1) TO 1 STEP -1
1060 F(I)=-(F(I+1)*C(I)-F(I))/A(I)
1070 NEXT I
1080 FOR I=1 TO N
1090 U(1,I)=U(2,I)
1100 U(2,I)=U(3,I)
1105 IF F(I)≤U(3,I) GOTO 1110
1106 U(3,I)=U(3,I)
1107 GOTO 1120
1110 U(3,I)=F(I)
1120 NEXT I
1130 FOR I=1 TO N
1140 W(I)=U(3,I)
1150 NEXT I
1160 IF N=10 GOTO 1164
1161 MAT PRINT USING FLP,1162,W;
1162 :   ###.###
1163 GOTO 1180
1164 MAT PRINT USING FLP,1165,W;
1165 :   ##.##
1180 PRINT FLP,
1181 PRINT FLP,
1182 PRINT FLP,
1183 NEXT Q
1190 GOTO 1210
1200 PRINT FLP,'LA MATRICE DERIVEE NE PEUT ETRE INVERSEE'
1210 END

```


ANNEXE AU CHAPITRE 7 (§ 7.4.)

```

0001 REM CALCUL DES VITESSES PAR LES POYNOMES
0002 REM 12847 OCTETS
0010 REM INTRODUCTION DES DONNEES
0020 DIM A(31,10),B(31,10),C(31,10),F(9),P(10),Q(10),R(10),S(10)
0030 DIM U(10),V(10),Y(10),M(10,10),H(15)
0040 REM CONSTANCE B DE GLEN
0050 B0=.2
0060 REM MASSE VOLUMIQUE DE LA GLACE
0070 R0=9.1E02
0080 REM CONSTANCE N DE GLEN
0090 N0=3
0100 REM CONSTANCE G DE LA PESANTEUR
0110 G0=9.8E-05
0115 REM SYSTEME BAR ET NON PASCAL
0120 PRINT 'LARGEUR DU GLACIER?'
0130 INPUT L1
0140 PRINT FLP, 'LARGEUR DU GLACIER=' L1
0150 PRINT 'NOMBRE DE BALISES? (53N1310)'
0160 INPUT N1
0170 PRINT 'PAS VERTICAL?'
0180 INPUT K
0190 PRINT FLP, 'PAS VERTICAL=' K
0200 PRINT 'NOMBRE DE PAS VERTICAUX A EFFECTUER?'
0210 INPUT M
0220 PRINT 'PENTE DU GLACIER EN RADIANS?'
0230 INPUT A1
0240 D1=DEG(A1)
0250 PRINT FLP, 'PENTE DU GLACIER=' D1, 'DEGRES'
0260 A=B0*(1/3)*R0*G0*SIN(A1)
0270 PRINT 'POSITION DES BALISES'
0280 FOR I=1 TO N1
0290 INPUT Y(I)
0300 NEXT I
0310 PRINT FLP, 'POSITION DES BALISES'
0320 MAT PRINT USING FLP, 0330, Y,
0330 :      #####.##
0340 PRINT FLP,
0350 PRINT FLP,
0360 PRINT FLP,
0370 PRINT 'VITESSES DES BALISES ?'
0380 FOR I=1 TO N1
0390 INPUT V(I)
0400 NEXT I
0410 PRINT FLP, 'VITESSES DES BALISES'
0420 MAT PRINT USING FLP, 0430, V,
0430 :      ###.###
0440 PRINT FLP,
0450 PRINT FLP,
0460 PRINT FLP,
0470 REM INTERPOLATION
0480 F(1)=1
0490 FOR I=2 TO (N1-1)
0500 F(I)=F(I-1)*I
0510 NEXT I
0520 FOR I=1 TO N1
0530 M(I,1)=1
0540 FOR J=2 TO N1
0550 M(I,J)=Y(I)*(J-1)/F(J-1)
0560 NEXT J
0570 NEXT I
0580 N=N1
0590 GOSUB 1840
0600 FOR I=1 TO N1
0610 A(1,I)=U(I)
0615 NEXT I
0620 PRINT FLP, 'COEFFICIENTS'
0630 MAT PRINT FLP, U
0640 H=L1/(N1-1)
0650 PRINT FLP,
0660 PRINT FLP,
0670 PRINT FLP, 'PAS HORIZONTAL=' H
0680 PRINT FLP,
0690 PRINT FLP,
0700 PRINT FLP, 'VITESSES'
0710 FOR J=1 TO N1
0720 Y=(J-1)*H
0730 U(J)=A(1,1)
0740 FOR I=2 TO N1
0750 U(J)=U(J)+A(1,I)*Y*(I-1)/F(I-1)
0760 NEXT I
0770 NEXT J
0780 MAT PRINT USING FLP, 0790, U,
0790 :      #####.##
0800 PRINT FLP,
0810 PRINT FLP,

```

```

0820 PRINT FLP,
0830 FOR P=1 TO M
0840 REM CALCUL DES DERIVEES U''Y, U''Y2, U''YZ, U''Z
0850 FOR I=1 TO N1
0860 P(I)=A(P,2)
0870 FOR J=1 TO N1-2
0880 P(I)=P(I)+A(P,J+2)*((I-1)*H)*J/F(J)
0890 NEXT J
0900 Q(I)=A(P,3)
0910 FOR J=1 TO N1-3
0920 Q(I)=Q(I)+A(P,J+3)*((I-1)*H)*J/F(J)
0930 NEXT J
0940 R(I)=B(P,2)
0950 FOR J=1 TO N1-2
0960 R(I)=R(I)+B(P,J+2)*((I-1)*H)*J/F(J)
0970 NEXT J
0980 S(I)=B(P,1)
0990 FOR J=1 TO N1-1
1000 S(I)=S(I)+B(P,J+1)*((I-1)*H)*J/F(J)
1010 NEXT J
1020 NEXT I
1030 REM CALCUL DES C(P,I) PAR RESOLUTION DE M*U=V
1040 C(P,1)=(4/3)*R(1)*P(1)*S(1)-Q(1)*P(1)*P(1)/3+S(1)*S(1)
1050 C(P,1)=C(P,1)-A*(P(1)*P(1)+S(1)*S(1))*4/3
1060 C(P,1)=C(P,1)/(P(1)*P(1)+S(1)*S(1)/3)
1070 FOR I=1 TO N1-1
1080 V(I)=(4/3)*R(I+1)*P(I+1)*S(I+1)
1090 V(I)=V(I)-Q(I+1)*P(I+1)*P(I+1)/3+S(I+1)*S(I+1)
1100 V(I)=V(I)-A*(P(I+1)*P(I+1)+S(I+1)*S(I+1))*4/3
1110 V(I)=V(I)/(P(I+1)*P(I+1)+S(I+1)*S(I+1)/3)-C(P,1)
1120 NEXT I
1130 FOR I=1 TO N1-1
1140 FOR J=1 TO N1-1
1150 M(I,J)=(I*H)*J/F(J)
1160 NEXT J
1170 NEXT I
1180 N=N1-1
1190 GOSUB 1840
1210 FOR I=2 TO N1
1220 C(P,I)=U(I-1)
1230 NEXT I
1240 REM CALCUL DES A(P,I) ET B(P,I) PAR INTEGRATION
1250 IF P#1 GOTO 1300
1260 FOR I=1 TO N1
1270 B(2,I)=K*C(1,I)
1280 A(2,I)=A(1,I)+(K*K/2)*C(1,I)
1290 NEXT I
1300 IF P#2 GOTO 1350
1310 FOR I=1 TO N1
1320 B(3,I)=2*K*C(2,I)
1330 A(3,I)=A(1,I)+K*K*(2*C(1,I)/3+4*C(2,I)/3)
1340 NEXT I
1350 IF P#3 GOTO 1400
1360 FOR I=1 TO N1
1370 B(4,I)=(K/4)*(3*C(1,I)+9*C(3,I))
1380 A(4,I)=A(1,I)+K*K*(9*C(1,I)/8+9*C(2,I)/4+9*C(3,I)/8)
1390 NEXT I
1400 IF P#4 GOTO 1460
1410 FOR I=1 TO N1
1420 B(5,I)=(K/3)*(8*C(2,I)-4*C(3,I)+8*C(4,I))
1430 A(5,I)=56*C(1,I)/45+64*C(2,I)/15+16*C(3,I)/15+64*C(4,I)/45
1440 A(5,I)=A(1,I)+K*K*A(5,I)
1450 NEXT I
1460 IF P#4 GOTO 1530
1470 FOR I=1 TO N1
1480 B(P+1,I)=B(P-3,I)+(K/3)*(8*C(P-2,I)-4*C(P-1,I)+8*C(P,I))
1490 A(P+1,I)=56*C(P-3,I)/45+64*C(P-2,I)/15+16*C(P-1,I)/15
1500 A(P+1,I)=A(P-3,I)+4*K*B(P-3,I)+K*K*(A(P+1,I)+64*C(P,I)/45)
1510 NEXT I
1520 REM CALCUL ET IMPRESSION DES VITESSES
1530 FOR J=1 TO N1
1540 U(J)=A(P+1,1)
1550 FOR I=2 TO N1
1560 U(J)=U(J)+A(P+1,I)*((J-1)*H)*I*(I-1)/F(I-1)
1570 NEXT I
1580 NEXT J
1590 MAT PRINT USING FLP, 1600, U,
1600 :      #####.##
1610 PRINT FLP,
1620 PRINT FLP,
1630 PRINT FLP,
1640 NEXT P

```

```

1650 REM TRACE DES POLYNOMES
1652 GOSUB 9000
1654 X0=0
1656 Y0=0
1658 I=0
1660 L=L1/20
1662 V0=0
1664 V1=100
1666 G0=5
1668 T$='Y'
1670 N=4
1672 $7=4
1674 GOSUB 9009
1676 I=1
1678 L=30
1680 V0=0
1682 V1=20
1684 G0=5
1686 T$='VITESSES'
1688 N=3
1690 $7=3
1692 GOSUB 9009
1694 FOR P=1 TO M+1
1696 $0=0
1698 $1=A(P,1)/4
1700 IF $1>0 GOTO 1704
1702 $1=0
1704 $2=0
1706 GOSUB 9002
1708 D=20
1710 FOR J=1 TO INT(L1/D+1)
1712 $0=J*D/20
1714 $1=A(P,1)
1716 FOR K=2 TO N1
1718 $1=$1+A(P,K)*(J*D)*(K-1)/F(K-1)
1720 NEXT K
1722 IF $1>0 GOTO 1730
1724 $1=0
1726 $2=0
1728 GOTO 1732
1730 $2=1
1732 GOSUB 9002
1734 NEXT J
1736 NEXT P
1738 GOSUB 9001
1740 END
1840 REM RESOLUTION D'UN SYSTEME LINEAIRE M*U=V
1850 REM TRIANGULATION
1860 FOR S=1 TO N-1
1870 IF M(S,S)=0 GOTO 1970
1880 FOR I=S+1 TO N
1890 R=M(I,S)/M(S,S)
1900 FOR J=S+1 TO N
1910 M(I,J)=M(I,J)-R*M(S,J)
1920 NEXT J
1930 V(I)=V(I)-R*V(S)
1940 NEXT I
1950 NEXT S
1960 GOTO 2130
1970 REM ECHANGE DE LIGNES
1980 Q=S+1
1990 FOR L=Q TO N
2000 IF M(Q,S)≠0 GOTO 2040
2010 Q=Q+1
2020 NEXT L
2030 IF Q=N+1 GOTO 2220
2040 FOR J=Q TO N
2050 R=M(Q,J)
2060 M(S,J)=M(Q,J)
2070 M(Q,J)=R
2080 NEXT J
2090 R=V(S)
2100 V(S)=V(Q)
2110 V(Q)=R
2120 GOTO 1870
2130 FOR I=N TO 1 STEP -1
2140 T1=0
2150 FOR J=N TO I+1 STEP -1
2160 T1=T1-U(J)*M(I,J)
2170 NEXT J
2180 IF M(I,I)=0 GOTO 2220
2190 U(I)=(V(I)+T1)/M(I,I)
2200 NEXT I
2210 RETURN
2220 PRINT FLP, 'LA MATRICE DERIVEE NE PEUT ETRE INVERSEE'
2230 END
9000 GOTO 9010
9001 GOTO 9023
9002 GOTO 9025

```

ANNEXE AU CHAPITRE 8

NOTICE DU PROGRAMME

On calcule p_w en fonction de x , coordonnée horizontale ($\frac{dx}{ds} = \cos \beta$).

Pour cela, on effectue d'abord un changement de variable. En régime turbulent :

$$Y = (\sin \beta + \cos \beta \frac{dp_w}{dx})^{1/8} \quad \frac{dp_w}{dx} = \frac{Y^8 - \sin \beta}{\cos \beta}$$

l'équation (6) devient :

$$0.587 Y^{11} + 0.413 \sin \beta Y^3 - 1.08 \frac{x}{Q} 10^{15} \left(\frac{AM^3}{Q} \right)^{1/4} B (p_i - p_w)^3 = 0 \quad (13)$$

En régime laminaire :

$$Y = (\sin \beta + \cos \beta \frac{dp_w}{dx})^{1/2} \quad \frac{dp_w}{dx} = \frac{Y^2 - \sin \beta}{\cos \beta}$$

l'équation (8) devient :

$$0.587 Y^3 + 0.413 \sin \beta Y - 2.31 \frac{x}{Q} 10^{12} B Q^{-1/2} (p_i - p)^3 = 0 \quad (14)$$

Les équations (13) et (14) sont résolues en Y par la méthode de la tangente (Newton-Raphson) et l'intégration est effectuée par la méthode de Runge-Kutta.

PROGRAMME REGIME TURBULENT

```

0010 REM CALCUL DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE
0020 REM DONNEES
0030 REM A=SECTION/RAYON HYDRAULIQUE*2
0040 A=4*PI
0050 REM M=COEFF. DE RUGOSITE
0060 M=.1
0070 REM Q=DEBIT
0080 Q=10
0090 REM R1=COEFF. DE LA LOI DE GLEN(PA-3S-1)
0100 R1=1.4E-23
0110 REM VALEUR INITIALE (NEWTON)
0120 Z0=1.5
0130 REM NOMBRE MAXIMUM D'ITERATIONS (NEWTON)
0140 M0=30
0150 REM EPS. (NEWTON)
0160 E0=1.E-04
0170 DIM X(6),B(6),Y(15),G(15),A(12),D(12),C(13)
0180 DATA 0.460,870,2040,3160,4380
0190 DATA 2175,2115,2175,2226,2243,2325
0200 DATA 0.130,320,460,750,870,1290,1470,1790,2040,2610,3160
0210 DATA 3860,4380,4500
0220 DATA 2270,2300,2350,2365,2400,2415,2450,2500,2550,2570
0230 DATA 2600,2650,2700,2740,2750
0240 MAT READ X,B,Y,G
0250 PRINT FLP, 'GLACIER D ARGENTIERE CALCUL DU NIVEAU PIEZOME'
0260 PRINT FLP, 'RIQUE (EQUATION DE ROTHLSBERGER)'
0270 PRINT FLP
0280 PRINT USING FLP, 0290, A, M, Q, B1
0290 :A=HH.HH M=HH.HH Q=H.H1111 B1=H.H1111
0300 REM RUNGE KUTTA
0310 PRINT 'PAS D INTEGRATION?'
0320 INPUT H
0330 PRINT USING FLP, 0340, H
0340 :PAS D INTEGRATION = HH M
0350 PRINT FLP
0360 PRINT FLP
0370 PRINT FLP, 'BOTTOM CONDUIT'
0380 PRINT USING FLP, 0390, Z0, M0, E0
0390 :Z0=H.H M0=HH E0=H1111
0400 PRINT FLP
0410 PRINT 'NOMBRE DE PAS? (X<4380)'
0420 INPUT N2
0430 DIM V(43),W(43)
0440 H2=H/2
0450 X=0
0460 Y=0
0470 FOR J=1 TO N2
0500 T1=H*FNA(X,Y)
0510 T2=H*FNA(X+H2,Y+T1/2)
0520 T3=H*FNA(X+H2,Y+T2/2)
0530 T4=H*FNA(X+H,Y+T3)
0540 Y=Y+(T1+2*T2+2*T3+T4)/6
0550 X=X+H
0560 GOSUB 1300
0570 H1=B+Y
0580 W(J)=H1
0588 IF J=1 GOTO 0594
0590 P2=(V(J)-W(J-1))/100
0592 GOTO 0596
0594 P2=(V(1)-B(1))/100
0596 S2=Q*.75*M*.75*A*.25/P2*(3/8)
0598 D=SQR(4*S2/PI)
0600 PRINT USING FLP, 0610, X, P2, B, Y;
0610 :X=HHHHH P=H.HH B=HHHH M Y=HHH M
0611 PRINT USING FLP, 0612, H1, D
0612 : H1=HHHHH D=H.H1111
0620 NEXT J
0630 PRINT FLP

```

```

0640 PRINT FLP
0650 PRINT FLP, 'GRADIENT CONDUIT'
0660 PRINT FLP
0670 X=0
0680 Y=0
0690 FOR J=1 TO N2
0720 T1=H*FNA(X,Y)
0730 T2=H*FNA(X+H2,Y+T1/2)
0740 T3=H*FNA(X+H2,Y+T2/2)
0750 T4=H*FNA(X+H,Y+T3)
0760 Y=Y+(T1+2*T2+2*T3+T4)/6
0770 X=X+H
0780 GOSUB 1300
0790 H1=B+Y
0800 W(J)=H1
0808 IF J=1 GOTO 0814
0810 P2=(W(J)-W(J-1))/100
0812 GOTO 0816
0814 P2=(W(1)-B(1))/100
0816 S2=Q*.75*M*.75*A*.25/P2*(3/8)
0818 D=SQR(4*S2/PI)
0820 PRINT USING FLP, 0610, X, P2, B, Y;
0830 :X=HHHHH P=H.HH B=HHHH M Y=HHH M
0831 PRINT USING FLP, 0612, H1, D
0832 : H1=HHHHH D=H.H1111
0840 NEXT J
0850 GOTO 2000
0860 DEF FNA(X,P)
0870 GOSUB 1300
0880 FOR I=2 TO 15
0890 IF X>Y(I) GOTO 0920
0900 G=(X-Y(I-1))/(Y(I)-Y(I-1))*(G(I)-G(I-1))+G(I-1)
0910 GOTO 0930
0920 NEXT I
0930 P1=(G-B)*.71
0940 A(1)=.587
0950 A(9)=.413*SIN(ATN(T))
0960 A(12)=-1.08E15*B1*(A*M*3/Q)*.25*(P1-P)*3
0980 REM NEWTON RAPHSON (CNRS P.145)
0990 N1=11
1000 IF A(N1+1)≠0 GOTO 1040
1010 Z=0
1020 N1=N1-1
1030 GOTO 1000
1040 C(1)=0
1050 D(1)=A(1)
1060 X1=Z0
1070 E1=E0
1080 I0=0
1090 I0=I0+1
1100 FOR I=1 TO N1
1110 D(I+1)=A(I+1)+X1*D(I)
1120 C(I+1)=D(I)+X1*C(I)
1130 NEXT I
1140 IF C(N1+1)≠0 D(N1+1)=0 GOTO 1170
1150 X1=X1+.5
1160 GOTO 1090
1170 X2=X1-D(N1+1)/C(N1+1)
1180 IF ABS(X2-X1)<E1 GOTO 1250
1190 IF I0≠M0 GOTO 1230
1200 E1=10*E1
1210 I0=0
1220 IF E1>.1 GOTO 1250
1230 X1=X2
1240 GOTO 1090
1250 Z=(X2*18-SIN(ATN(T)))/COS(ATN(T))
1280 RETURN Z
1290 FEND
1300 FOR I=2 TO 6
1310 IF X>X(I) GOTO 1350
1320 B=(X-X(I-1))/(X(I)-X(I-1))*(B(I)-B(I-1))+B(I-1)
1330 T=(B(I)-B(I-1))/(X(I)-X(I-1))
1340 GOTO 1360
1350 NEXT I
1360 RETURN
1370 DEF FNB(X,P)
1380 GOSUB 1300
1390 FOR I=2 TO 15
1400 IF X>Y(I) GOTO 1430
1410 G=(X-Y(I-1))/(Y(I)-Y(I-1))*(G(I)-G(I-1))+G(I-1)
1420 GOTO 1440
1430 NEXT I
1440 P1=(G-B)*.71
1450 S=(1.08E15*B1*(A*M*3/Q)*.25)*(B/11)*(P1-.71*P)*.24/11)
1460 Z=TAN(ASN(S))-T
1490 RETURN Z
1500 FEND

```

PROGRAMME REGIME LAMINAIRE

```

0010 REM CALCUL DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE (R. LAMINAIRE)
0020 REM DONNEES
0070 REM Q=DEBIT
0080 Q=.0001
0090 REM B1=COEFF. DE LA LOI DE GLEN(PA-JS-1)
0100 B1=1.4E-23
0110 REM VALEUR INITIALE (NEWTON)
0120 Z0=1.5
0130 REM NOMBRE MAXIMUM D'ITERATIONS (NEWTON)
0140 M0=30
0150 REM EPS. (NEWTON)
0160 E0=1.E-04
0170 DIM X(6),B(6),Y(15),G(15),A(12),D(12),C(13)
0180 DATA 0.460,870,2040,3160,4380
0190 DATA 2175,2115,2175,2226,2243,2325
0200 DATA 0.130,320,460,750,870,1290,1470,1790,2040,2610,3160
0210 DATA 3860,4380,4500
0220 DATA 2270,2300,2350,2365,2400,2415,2450,2500,2550,2570
0230 DATA 2600,2650,2700,2740,2750
0240 MAT READ X,B,Y,G
0250 PRINT FLP, 'GLACIER D ARGENTIERE CALCUL DU NIVEAU PIEZOME'
0260 PRINT FLP, 'RIQUE (ECOLEMENT LAMINAIRE)'
0270 PRINT FLP,
0280 PRINT USING FLP, 0290, Q, B1
0290 : Q=M.NIIII B1=M.NIIII
0300 REM RUNGE KUTTA
0310 PRINT 'PAS D INTEGRATION?'
0320 INPUT H
0330 PRINT USING FLP, 0340, H
0340 PAS D INTEGRATION = M M
0350 PRINT FLP,
0360 PRINT FLP,
0370 PRINT FLP, 'BOTTOM CONDUIT'
0380 PRINT USING FLP, 0390, Z0, M0, E0
0390 : (Z0=M.M M0=M M E0=M.IIIII)
0400 PRINT FLP,
0410 PRINT 'NOMBRE DE PAS? (X34380)'
0420 INPUT N2
0430 DIM V(43),W(43)
0440 H2=H/2
0450 X=0
0460 Y=0
0470 FOR J=1 TO N2
0500 T1=H*FNA(X,Y)
0510 T2=H*FNA(X+H2,Y+T1/2)
0520 T3=H*FNA(X+H2,Y+T2/2)
0530 T4=H*FNA(X+H,Y+T3)
0540 Y=Y+(T1+2*T2+2*T3+T4)/6
0550 X=X+H
0560 GOSUB 1300
0570 H1=B+Y
0580 W(J)=H1
0588 IF J=1 GOTO 0594
0590 P2=(V(J)-W(J-1))/100
0592 GOTO 0598
0594 P2=(V(1)-B(1))/100
0598 D=((128*1.8E-03*Q)/(&PI*P2*9.81E03))*.25
0600 PRINT USING FLP, 0610, X, P2, B, Y;
0610 : X=M.M M P=M.M M B=M.M M Y=M.M M
0611 PRINT USING FLP, 0612, H1, D
0612 : H1=M.M M M D=M.N.IIIII
0620 NEXT J
0630 PRINT FLP,
0640 PRINT FLP,

```

```

0640 PRINT FLP,
0650 PRINT FLP, 'GRADIENT CONDUIT'
0660 PRINT FLP,
0670 X=0
0680 Y=0
0690 FOR J=1 TO N2
0720 T1=H*FNB(X,Y)
0730 T2=H*FNB(X+H2,Y+T1/2)
0740 T3=H*FNB(X+H2,Y+T2/2)
0750 T4=H*FNB(X+H,Y+T3)
0760 Y=Y+(T1+2*T2+2*T3+T4)/6
0775 X=X+H
0780 GOSUB 1300
0790 H1=B+Y
0800 W(J)=H1
0808 IF J=1 GOTO 0814
0810 P2=(W(J)-W(J-1))/100
0812 GOTO 0818
0814 P2=(W(1)-B(1))/100
0818 D=((128*1.8E-03*Q)/(&PI*P2*9.81E03))*.25
0820 PRINT USING FLP, 0610, X, P2, B, Y;
0830 : X=M.M M P=M.M M B=M.M M Y=M.M M
0831 PRINT USING FLP, 0612, H1, D
0832 : H1=M.M M M D=M.N.IIIII
0840 NEXT J
0850 GOTO 2000
0860 DEF FNA(X,P)
0870 GOSUB 1300
0880 FOR I=2 TO 15
0890 IF X>Y(I) GOTO 0920
0900 G=(X-Y(I-1))/(Y(I)-Y(I-1))*(G(I)-G(I-1))+G(I-1)
0910 GOTO 0930
0920 NEXT I
0930 P1=(G-B)*.91
0940 A(1)=.587
0950 A(3)=.413*SIN(ATN(T))
0960 A(4)=-2.31E12*B1*(P1-P)*.13/SQR(Q)
0980 REM NEWTON RAPHSON (CNRS P.145)
0990 N1=3
1000 IF A(N1+1)≠0 GOTO 1040
1010 Z=0
1020 N1=N1-1
1030 GOTO 1000
1040 C(1)=0
1050 D(1)=A(1)
1060 X1=Z0
1070 E1=E0
1080 I0=0
1090 I0=I0+1
1100 FOR I=1 TO N1
1110 D(I+1)=A(I+1)+X1*D(I)
1120 C(I+1)=D(I)+X1*C(I)
1130 NEXT I
1140 IF C(N1+1)≠0 D(N1+1)=0 GOTO 1170
1150 X1=X1+.5
1160 GOTO 1090
1170 X2=X1-D(N1+1)/C(N1+1)
1180 IF ABS(X2-X1)<E1 GOTO 1250
1190 IF I0≠M0 GOTO 1230
1200 E1=10*E1
1210 I0=0
1220 IF E1<.1 GOTO 1250
1230 X1=X2
1240 GOTO 1090
1250 Z=(X2+2-SIN(ATN(T)))/COS(ATN(T))
1280 RETURN Z
1290 FNEND
1300 FOR I=2 TO 6
1310 IF X>Y(I) GOTO 1350
1320 B=(X-Y(I-1))/(X(I)-X(I-1))*(B(I)-B(I-1))+B(I-1)
1330 T=(B(I)-B(I-1))/(X(I)-X(I-1))
1340 GOTO 1360
1350 NEXT I
1360 RETURN
1370 DEF FNB(X,P)
1380 GOSUB 1300
1390 FOR I=2 TO 15
1400 IF X>Y(I) GOTO 1430
1410 G=(X-Y(I-1))/(Y(I)-Y(I-1))*(G(I)-G(I-1))+G(I-1)
1420 GOTO 1440
1430 NEXT I
1440 P1=(G-B)*.91
1450 S=(2.31E12*B1/SQR(Q))*.13/SQR(Q)*.13*(P1-.91*P)*.12
1460 Z=TAN(ASN(S))-T
1490 RETURN Z
1500 FNEND

```